



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

# **Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, uma nova abordagem com base em dados de métodos potenciais**

Tectonic framework of the Paraná Basin, a new  
approach based on data from potential methods

**Marcelo Lima Pinto**

**Tese de Doutorado Nº 44**  
**Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e**  
**Geodinâmica**

Brasília, 22 de Janeiro de 2019



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

# **Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, uma nova abordagem com base em dados de métodos potenciais**

Tectonic framework of the Paraná Basin, a new  
approach based on data from potential methods

**Marcelo Lima Pinto**

Tese de Doutorado apresentado  
junto ao Programa de Pós-  
Graduação em Geociências  
Aplicadas e Geodinâmica, para  
obtenção do título de Doutor em  
Geociências.

**Orientadora:** Profa. Dr<sup>a</sup>. Roberta Mary Vidotti

**Brasília, 22 de Janeiro de 2019**



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

# **Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, uma nova abordagem com base em dados de métodos potenciais**

Tectonic framework of the Paraná Basin, a new  
approach based on data from potential methods

**Marcelo Lima Pinto**

**Orientadora:** Profa. Dr<sup>a</sup>. Roberta Mary Vidotti

**Comissão Examinadora:**

Profa. Dra. Roberta Mary Vidotti (IG/UnB – Presidente);

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas (IG/UnB);

Prof. Dr. David Lopes De Castro (UFRN);

Dr. Adriano Roessler Viana (Petrobras);

Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck (Suplente IG/UnB).

**Brasília, 22 de Janeiro de 2019**

PM314a Pinto, Marcelo L.  
Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, uma nova abordagem  
com base em dados de métodos potenciais / Marcelo L. Pinto;  
orientador Roberta Mary Vidotti. -- Brasília, 2019.  
96 p.

Tese (Doutorado - Doutorado em Geociências Aplicadas) --  
Universidade de Brasília, 2019.

1. Bacias cratônicas. 2. Gondwana Ocidental. 3.  
Magnetometria e gravimetria. 4. Sistemas orogênicos. 5.  
Bloco Paranapanema. I. Vidotti, Roberta Mary, orient. II.  
Título.

## AGRADECIMENTOS

*Primeiramente, agradeço à Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Roberta Mary Vidotti, que me concedeu a oportunidade de realizar este estudo, proporcionando a devida orientação que direcionou as pesquisas, discussões e aperfeiçoamento das ideias do trabalho.*

*Aos meus pares de pós-graduação, o geofísico João Alberto Cruz Vieira, pelas ajudas sobre os conceitos básicos dos métodos potenciais; e a geóloga Elaine do Socorro Farias Martins pelas conversas geológicas desenvolvidas durante o período do Doutorado.*

*Ao Prof. Dr. José Oswaldo de Araújo Filho e à Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Catarina Labouré Bemfica Toledo que indiretamente me ajudaram a ampliar a minha visão e compreensão sobre geotectônica no Brasil e no Mundo. E ao Prof. Dr. Elton Luiz Dantas, que participou da minha avaliação de qualificação, provocando positivamente o aperfeiçoamento das ideias e objetivos do Doutorado.*

*Ao Instituto de Geociências - Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica da Universidade de Brasília, pela oportunidade da realização do Doutorado.*

*À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES – Código 001) pela concessão da Bolsa de Doutorado e apoio financeiro para a realização dos levantamentos de campo.*

## RESUMO

A Bacia do Paraná é uma das mais importantes bacias cratônicas brasileiras, apresentando os principais registros sedimentares do Paleozóico e Mesozóico depositados no interior do Gondwana Ocidental. A evolução sedimentar da bacia é bastante estudada do ponto de vista estratigráfico e sedimentológico, porém existem poucos trabalhos que correlacionam a natureza e a dinâmica do embasamento da bacia com as origens dos depocentros ao longo do tempo geológico. O arcabouço tectônico da bacia vem sendo estudado a partir da aplicação de métodos geofísicos, como gravimetria, magnetometria, magnetotelúrico e sísmica de reflexão e refração. Nos últimos anos foram disponibilizados dados geofísicos mais atuais e com melhor resolução pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis, com o objetivo de estimular trabalhos nas bacias sedimentares brasileiras. Neste contexto o trabalho objetiva utilizar esses novos dados em conjunto com informações geológicas para apresentar novas contribuições ao conhecimento e evolução tectônica da Bacia do Paraná, relacionadas à investigação dos principais domínios litosféricos e dos grandes sistemas de falhas pertencentes ao embasamento da bacia. Para busca também entender o papel da evolução tectônica do Gondwana Ocidental na origem dos diferentes blocos crustais e na reativação paleozóica e mesozóica das estruturas pertencentes ao embasamento da Bacia do Paraná. O estudo integrou dados geológicos (furos estratigráficos, mapas de isópacas, dados de campo) e geofísicos (magnetometria e gravimetria), utilizando uma sistemática de processamento, análise qualitativa e quantitativa e modelagem direta 2,5 D dos dados ao longo de duas seções estrategicamente escolhidas na Bacia do Paraná. Como resultados foram identificados conjuntos de estruturas relacionadas à reativação do embasamento associados à evolução do Gondwana Ocidental. As estruturas com direções NNE-SSW estão relacionadas à reativação dos sistemas transcorrentes Transbrasiliano e Paraíba do Sul no Ordoviciano Superior. Os lineamentos NW-SE foram gerados com soerguimento tectônico do Gondwana Ocidental no Triássico Superior ao Jurássico Superior, iniciado na região do Arco de Ponta Grossa. Este evento foi seguido pelo magmatismo intracontinental no Cretáceo Inferior. A direção E-W está relacionada à movimentação da Placa Sul Americana no Cretáceo Superior ao Neógeno, originando sistemas de falhas dextrais dentro da placa pertencentes ao Sistema Transcorrente Neotectônico do Sul e Sudeste do Brasil. Os lineamentos com direções NNE-SSW, NE-SW, e NW-SE separam o Bloco Paranapanema das faixas Araguaia, Paraguai, Ribeira e o Arco Magmático de Goiás. Também foram obtidos os limites, formas e parâmetros físicos dos domínios crustais em diferentes profundidades na região da Bacia do Paraná, pertencentes às faixas Araguaia, Paraguai, Ribeira e Brasília (núcleo metamórfico e cinturão de dobras e falhas e Arco Magmático de Goiás), os blocos Paranapanema e Rio Apa e o Paleocontinente São Francisco. Foram também obtidas as espessuras de 5 km para a Faixa Paraguai, 10 km para a Faixa Araguaia, 13 km para a Faixa Ribeira e 7,5 km para o núcleo metamórfico e cinturão de dobras e falhas da Faixa Brasília, destacando que esses valores estão restritos à parte centro-norte da bacia. Assim, o trabalho contribui com informações adicionais relacionadas à evolução geotectônica do embasamento da Bacia do Paraná, além da apresentação dos modelos geológico-geofísicos e tectônico evolutivo do embasamento e supersequências da bacia, destacando em todo o estudo a importância da integração dos dados geológicos e geofísicos aplicados à análise das bacias cratônicas.

**Palavras-chave:** Bacias cratônicas; Gondwana Ocidental; magnetometria e gravimetria; sistemas orogênicos; Bloco Rio Apa; Bloco Paranapanema; Paleocontinente São Francisco.

## ABSTRACT

The Paraná Basin is one of the most important intracratonic basins in Brazil, presenting the main Paleozoic and Mesozoic sedimentary rocks deposited in the interior of Western Gondwana. The basin sedimentary evolution is studied from the stratigraphic and sedimentological investigations, but there are few studies correlating the nature and dynamics of the basin basement with the origins of the basin depocenters along the geological time. The basin tectonic framework has been studied by applying geophysical methods, such as gravimetric, magnetometric, magnetotelluric, and seismic reflection and refraction. In the latter, the most recent and best geophysical data were made available by the Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis, aiming to stimulate work in the Brazilian sedimentary basins. This study proposes to use these new available data together with the geological information to present new contributions to the Paraná Basin, regarding the investigation of the major lithospheric domains and the large fault systems of the basin. The objective is to understand the role the tectonic evolution of Western Gondwana played in the origin of the different crustal blocks and in the Paleozoic and Mesozoic reactivation of the structures belonging to the basement of the Paraná Basin. The study integrated geological (stratigraphic wells, isopachs, geological survey) and geophysical (magnetic and gravity) data, using data processing, analysis and modeling along two strategically chosen sections in the Paraná Basin (profiles a-a' and b-b'). The results allowed identifying sets of structures related to the reactivation of the basement associated with the evolution of Western Gondwana. The NNE-SSW structures are related to the reactivation of the Transbrasiliano and Paraíba do Sul Strike-slip Systems in the Late Ordovician. The NW-SE lineaments were generated by the tectonic uplift of the Western Gondwana in the Late Triassic to the Late Jurassic, which began in the region of the Ponta Grossa Arch. This event was followed by intracontinental magmatism in the Early Cretaceous while the E-W trend is related to the movement of the South American Plate in the Late Cretaceous-Neogene that originated the systems of dextral faults within the plate of the Neotectonic Strike-slip System in southern and southeastern Brazil. The NNE-SSW, NE-SW, and NW-SE lineaments separate the Paranapanema block borders from the Araguaia, Paraguay, Ribeira belts and Goiás Magmatic Arc. The boundaries, shapes and physical parameters of the crustal domains were also obtained for different depths in the Paraná Basin region, belonging to the Araguaia, Paraguai, Ribeira, Brasília (metamorphic core and fold-thrust belt and Goiás Magmatic Arc) belts, Paranapanema and Rio Apa blocks and São Francisco Paleocontinent. Also, the thicknesses of 5 km for the Paraguay Belt, 10 km for the Araguaia Belt, 13 km for the Ribeira Belt and 7.5 km for the metamorphic core and fold-thrust belt of the Brasília Belt, these values being restricted to the central- north part of the basin. Thus, this work contributes with additional information on the geotectonic evolution of the basement of the Paraná Basin. In addition to the geological-geophysical and tectonic evolution models of the basement and supersequences of the Paraná Basin, the importance of integrating the geological and geophysical data applied to the analyses of the intracratonic basins is highlighted throughout the study.

**Keywords:** Intracratonic basins; Western Gondwana; magnetometric and gravimetric; Orogenic Systems; Rio Apa Block; Paranapanema Block; São Francisco Paleocontinent.

## SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS .....	I
RESUMO .....	II
ABSTRACT .....	III
LISTA DE FIGURAS E TABELAS .....	VI
<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1. <i>JUSTIFICATIVA DO TEMA</i> .....	7
1.2. <i>OBJETIVOS</i> .....	10
1.3. <i>REFERÊNCIAS</i> .....	11
<b>2. TECTONIC FRAMEWORK OF THE PARANÁ BASIN UNVEILED FROM GRAVITY AND MAGNETIC DATA (ARTIGO 1).....</b>	<b>13</b>
<i>ABSTRACT</i> .....	14
2.1. <i>INTRODUCTION</i> .....	14
2.2. <i>THE PARANÁ BASIN</i> .....	15
2.3. <i>BASEMENT OF THE PARANÁ BASIN</i> .....	15
2.4. <i>DATA AND METHODS</i> .....	15
2.5. <i>RESULTS</i> .....	18
2.6. <i>DISCUSSIONS</i> .....	20
2.7. <i>CONCLUSIONS</i> .....	25
2.8. <i>ACKNOWLEDGEMENTS</i> .....	28
2.9. <i>REFERENCES</i> .....	28
<b>3. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DO PARANÁ E SEU EMBASAMENTO, REVELADOS A PARTIR DA MODELAGEM DIRETA GEOLÓGICA-GEOFÍSICA (ARTIGO 2).....</b>	<b>31</b>
<i>ABSTRACT</i> .....	32
3.1. <i>INTRODUÇÃO</i> .....	33
3.2. <i>A BACIA DO PARANÁ</i> .....	39
3.3. <i>PROVÍNCIAS TECTÔNICAS</i> .....	45
3.3.1. <i>Província Tocantins</i> .....	45
3.3.2. <i>Província Mantiqueira</i> .....	48
3.4. <i>DADOS E MÉTODOS</i> .....	49
3.4.1. <i>Processamento dos dados geofísicos</i> .....	51
3.4.2. <i>Modelagem direta 2,5 D dos dados geofísicos</i> .....	54
3.5. <i>RESULTADOS</i> .....	58



3.5.1.	<i>Densidades e susceptibilidades magnéticas modeladas das supersequências e do embasamento da bacia</i>	58
3.5.2.	<i>Interpretação dos perfis geofísicos</i>	60
3.5.3.	<i>Modelos geológicos-geofísicos da Bacia do Paraná e do seu embasamento</i>	65
3.6.	<b>DISCUSSÃO</b> .....	70
3.6.1.	<i>Os limites crustais dos blocos Paranapanema, Rio Apa e das províncias tectônicas Tocantins e Mantiqueira</i>	70
3.6.2.	<i>Mecanismo que gerou os espaços de acomodação na Bacia do Paraná, com base nos modelos geológicos-geofísicos 2,5 D</i>	76
3.7.	<b>CONCLUSÕES</b> .....	82
3.8.	<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	85
3.9.	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	85
4.	<b>CONCLUSÕES FINAIS</b> .....	<b>93</b>
4.1.	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	96

## LISTA DE FIGURAS E TABELAS

<b>Fig. 1.1</b>	Mapa da Bacia do Paraná e Chaco e províncias tectônicas Tocantins e Mantiqueira, e o detalhe área de estudo (polígono preto) com as supersequências da bacia.	<b>05</b>
<b>Fig. 1.2</b>	Principais modelos do embasamento da Bacia do Paraná, propostos por Milani e Ramos (1998), Mantovani et al. (2005) e Cordani et al. (2009).	<b>06</b>
<b>Fig. 2.1</b>	Map of the study area in the north-central region of the Paraná Basin.	<b>16</b>
<b>Fig. 2.2</b>	Paraná Basin basement.	<b>17</b>
<b>Fig. 2.3</b>	Grids of Bouguer Anomaly, Total Magnetic Intensity and Magnetic Anomaly.	<b>17</b>
<b>Fig. 2.4</b>	Processing and analysis of the gravity and magnetic datas.	<b>18</b>
<b>Fig. 2.5</b>	Radial power spectrum obtained for the Bouguer anomaly and Magnetic anomaly.	<b>19</b>
<b>Fig. 2.6</b>	Matched-filter from Bouguer Anomaly, Total Horizontal Gradient and Tilt Derivative from the Total Horizontal Gradient.	<b>20</b>
<b>Fig. 2.7</b>	Matched-filter from Reduced-to-pole Magnetic Anomaly, Total Horizontal Gradient and Tilt Derivative from the Total Horizontal Gradient.	<b>21</b>
<b>Fig. 2.8</b>	Geophysical lineaments and intrusions associated with the alkaline provinces in Brazil and eastern Paraguay; and Geophysical domains.	<b>22</b>
<b>Fig. 2.9</b>	Crustal thickness map and major fault zones map.	<b>23</b>
<b>Table 2.1</b>	Diagram of the main directions of the geophysical lineaments at different depths and correlation with the main faults and strike-slip systems.	<b>23</b>
<b>Table 2.2</b>	Description and interpretation of magnetic and Bouguer anomalies at different depths.	<b>24</b>
<b>Fig. 2.10</b>	Tectonic and sedimentary evolution of the Paraná Basin.	<b>26</b>
<b>Fig. 2.11</b>	Geological profile a-a' showing the Reduced-to-pole Magnetic Anomaly and Bouguer Anomaly at different depths, basement edges and Paraná Basin supersequences.	<b>27</b>
<b>Fig. 3.1</b>	Localização da Bacia do Paraná e Chaco e províncias tectônicas Tocantins e Mantiqueira.	<b>37</b>
<b>Fig. 3.2</b>	Modelos do embasamento da Bacia do Paraná, propostos por Milani e Ramos (1998), Mantovani et al. (2005), Cordani et al. (2009) e modificado de Pinto e Vidotti (2019).	<b>38</b>
<b>Fig. 3.3</b>	Empilhamento estratigráfico esquemático das supersequências da Bacia do Paraná, construídos a partir de afloramentos visitados em campo.	<b>44</b>

<b>Tabela 3.1</b>	Poços estratigráficos compilados dos perfis estratigraficos compostos da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis.	<b>50</b>
<b>Fig. 3.4</b>	Sistemática do processamento dos dados e modelagem usados para a construção do modelo geológico-geofísico da Bacia do Paraná e do seu embasamento.	<b>51</b>
<b>Fig. 3.5</b>	Mapas das anomalias Bouguer e magnética reduzida ao polo, <i>Euler solutions</i> das anomalias Bouguer e magnética.	<b>53</b>
<b>Fig. 3.6</b>	Zonas de falhas e domínios geofísicos correlacionados com o Bloco Paranapanema, províncias Tocantins e Mantiqueira e dados espessura crustal na bacia.	<b>56</b>
<b>Tabela 3.2</b>	Valores médios da susceptibilidade magnética das supersequências da Bacia do Paraná, calculados <i>in situ</i> em afloramentos.	<b>56</b>
<b>Tabela 3.3</b>	Intervalos de profundidade e densidades dos diferentes poços utilizados como parâmetros iniciais na modelagem direta das supersequências.	<b>57</b>
<b>Tabela 3.4</b>	Valores das densidades e susceptibilidades magnéticas calculadas a partir da modelagem dos perfis a-a' e b-b'.	<b>59</b>
<b>Fig. 3.7</b>	Modelo geológico-geofísico da Bacia do Paraná e seu embasamento construído a partir do perfil a-a'.	<b>63</b>
<b>Fig. 3.8</b>	Modelo geológico-geofísico da Bacia do Paraná e seu embasamento contruído a partir do perfil b-b'.	<b>64</b>
<b>Fig. 3.9</b>	Evolução tectônica e sedimentar da Bacia do Paraná interpretado a partir do modelo geológico-geofísico do perfil a-a'.	<b>78</b>
<b>Fig. 3.10</b>	Evolução tectônica e sedimentar da Bacia do Paraná interpretado a partir do modelo geológico-geofísico do perfil b-b'.	<b>79</b>
<b>Fig. 3.11</b>	Diagrama de roseta das fraturas presentes nas supersequência Gondwana III e Bauru.	<b>81</b>
<b>Fig. 3.12</b>	Modelos do embasamento da Bacia do Paraná destacando os limites litosféricos dos blocos Rio Apa, Paranapanema e paleocontinente São Francisco, os perfis litosféricos a-a' e b-b', até 50 km de profundidade, interpretados a partir da modelagem dos dados magnéticos e gravimétricos.	<b>84</b>

# 1. INTRODUÇÃO

As reativações das estruturas herdadas do embasamento pré-cambriano da Plataforma Sul Americana contribuíram significativamente na evolução tectônica da Bacia do Paraná (Zalán et al., 1987; Figura 1.1). Essas estruturas foram reativadas ao longo do Fanerozóico e controlaram os depocentros, a sedimentação e o magmatismo na bacia (Brito Neves et al., 1984; Milani e Thomaz Filho, 2000).

O embasamento pré-cambriano da bacia é composto por terrenos granito-gnáissicos (Zalán et al., 1987), justapostos por cinturões de dobras e falhas (Cordani et al., 2009), formados ao final da Orogenia Brasileira (890-490 Ma; Almeida e Hasui, 1984). Esse embasamento é correlacionado com as faixas móveis e domínios pertencentes às províncias Tocantins e Mantiqueira, que são expostas em afloramentos nas bordas da Bacia do Paraná (Almeida et al., 1977, 1981).

As estruturas herdadas do embasamento são importantes para a compreensão da origem e evolução da bacia. Porém, existe grande dificuldade para investigá-las, pois, as continuidades das estruturas são obscurecidas pelas rochas sedimentares pertencentes à bacia.

Para solucionar e superar essa barreira, o arcabouço tectônico da bacia vem sendo estudado, principalmente, por meio de estudos indiretos que utilizam dados geofísicos, como gravimétricos, magnéticos, magnetotelúricos e sísmicos de reflexão e refração. Nos últimos anos a Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis tornou disponíveis dados geofísicos com melhor resolução para fomentar pesquisas sobre às bacias sedimentares brasileiras.

Nesse contexto, a tese apresenta os resultados de análises quantitativas, qualitativas e modelagem geológica e geofísica, utilizando os novos dados magnéticos e gravimétricos, para esclarecer a compartimentação crustal, natureza, geometria e

espessura dos diferentes terrenos tectônicos que compõem o embasamento da bacia, contribuindo com novas informações sobre a compartimentação crustal e evolução tectônica da parte centro-norte da Bacia do Paraná.

A tese é composta por dois artigos (Capítulos 2 e 3), que se dedicam a esclarecer o entendimento da evolução tectônica da área de estudo, sobretudo no que se refere à interpretação e correlação dos domínios e lineamentos geofísicos com as províncias Tocantins e Mantiqueira e os terrenos ligados aos blocos crustais Paranapanema, Rio Apa e Paleocóntinente São Francisco. Estes estudos interdisciplinares, geofísicos e geológicos testaram e refinaram os modelos do embasamento da bacia (Figura 1.2), propostos por Milani e Ramos (1998), Mantovani et al. (2005) e Cordani et al. (2009).

No capítulo 2 é apresentado o artigo 1 que foi submetido em 21 de Maio de 2018 e aceito em 13 de Dezembro de 2018 pelo *Journal of South American Earth Sciences* (<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.006>). Este artigo apresenta análise quantitativa e qualitativa dos lineamentos e domínios geofísicos que compõem o arcabouço tectônico da bacia.

No Capítulo 3 é apresentado o artigo 2, submetido após defesa da tese, para que possam ser incorporadas as considerações e correções sugeridas pela banca. Este artigo complementa a primeira etapa do estudo e apresenta a integração dos dados geológicos e geofísicos em dois perfis onde foi realizada modelagem direta 2,5 D, representando os domínios litosféricos pertencentes à bacia e seu embasamento profundo.

Os capítulos da tese estão organizados de acordo com a estruturação dos artigos, sendo que:

Os principais aspectos geológicos da Bacia do Paraná e do seu embasamento são apresentados nos itens 2.2. *The Paraná Basin* (página 14) e 2.3. *Basement of the Paraná*

*Basin* (página 14) do Capítulo 2 e 3.2. A Bacia do Paraná (página 39) e 3.3. Províncias Tectônicas (Página 45) do Capítulo 3.

Os dados e métodos geofísicos e os fluxogramas de trabalho são apresentados nos itens 2.4. *Data and Methods* (página 15) no Capítulo 2 e 3.4. Dados e Métodos (página 49) no Capítulo 3. No Capítulo 2 são apresentadas as características dos levantamentos aerogeofísicos, assim como os principais processamentos e análises quantitativas e qualitativas aplicadas aos dados gravimétricos e magnéticos. No Capítulo 3 são apresentados os processamentos dos dados geofísicos que antecedem a modelagem e a integração dos dados para construir dois modelos geológico-geofísicos a partir dos perfis a-a' (WNW-ESE) e b-b' (SW-NE).

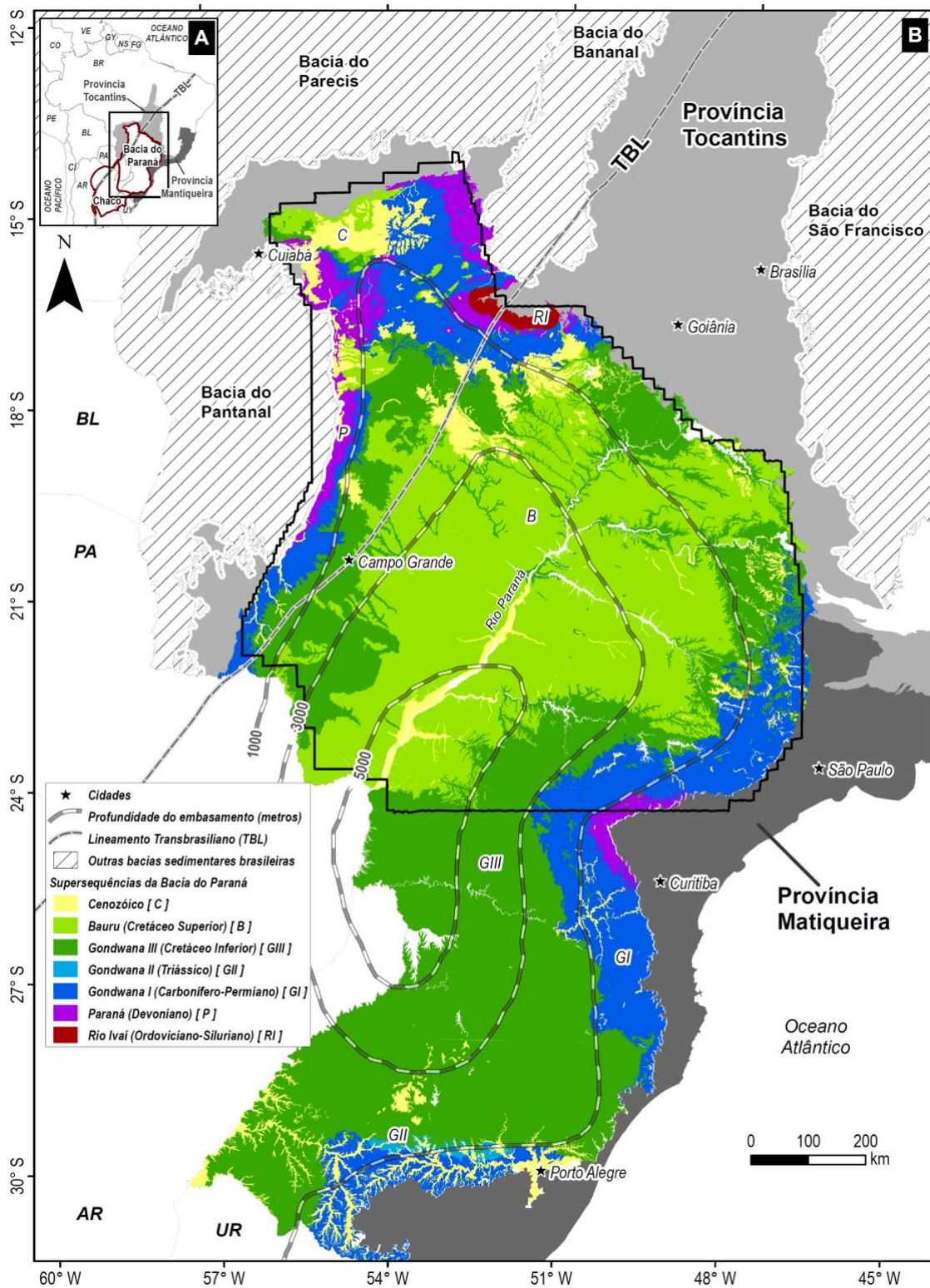
Os resultados são apresentados nos itens 2.5. *Results* no Capítulo 2 (página 8) e 3.5. Resultados no Capítulo 3 (página 58). No Capítulo 2 o espectro de potência e os *grids* das profundidades rasa, intermediária e profunda resultantes da aplicação do *Matched-filter* são apresentados, assim como a análise quantitativa dos lineamentos e domínios geofísicos presentes no embasamento e na Bacia do Paraná. No Capítulo 3 os perfis a-a' e b-b' são apresentados e analisados, detalhando a descrição dos perfis magnéticos e gravimétricos e seus respectivos modelos geológico-geofísicos; assim como, as respectivas propriedades físicas (densidade e susceptibilidade magnética) dos domínios pertencentes ao embasamento e à Bacia do Paraná.

As discussões e interpretações dos dados são apresentadas nos itens 2.6. *Discussions* do Capítulo 2 (página 20) e 3.6. Discussões (página 70) no Capítulo 3. No Capítulo 2 os lineamentos e domínios geofísicos são analisados qualitativamente, com foco nos sistemas transcorrentes Tranbrasiliiano, Paraíba do Sul e Neotectônico do Sul e Sudeste do Brasil e Campo do Meio, e nos sistemas de empurrão da Faixa Brasília, bem como os limites do Bloco Parapanema e dos sistemas orogênicos brasileiros/províncias

tectônicas pertencentes ao embasamento da bacia. No Capítulo 3 a geometria, espessura e profundidade de cada uma das unidades apresentadas nos modelos geológico-geofísicos é analisada e correlacionada aos limites dos sistemas orogênicos brasileiros, outros blocos cratônicos marginais e possíveis paleozonas de subducção presentes no embasamento profundo da Bacia do Paraná; são também apresentados e analisados dois modelos evolutivos para cada um dos perfis, detalhando o mecanismo de criação dos espaços para a acomodação dos sedimentos na bacia.

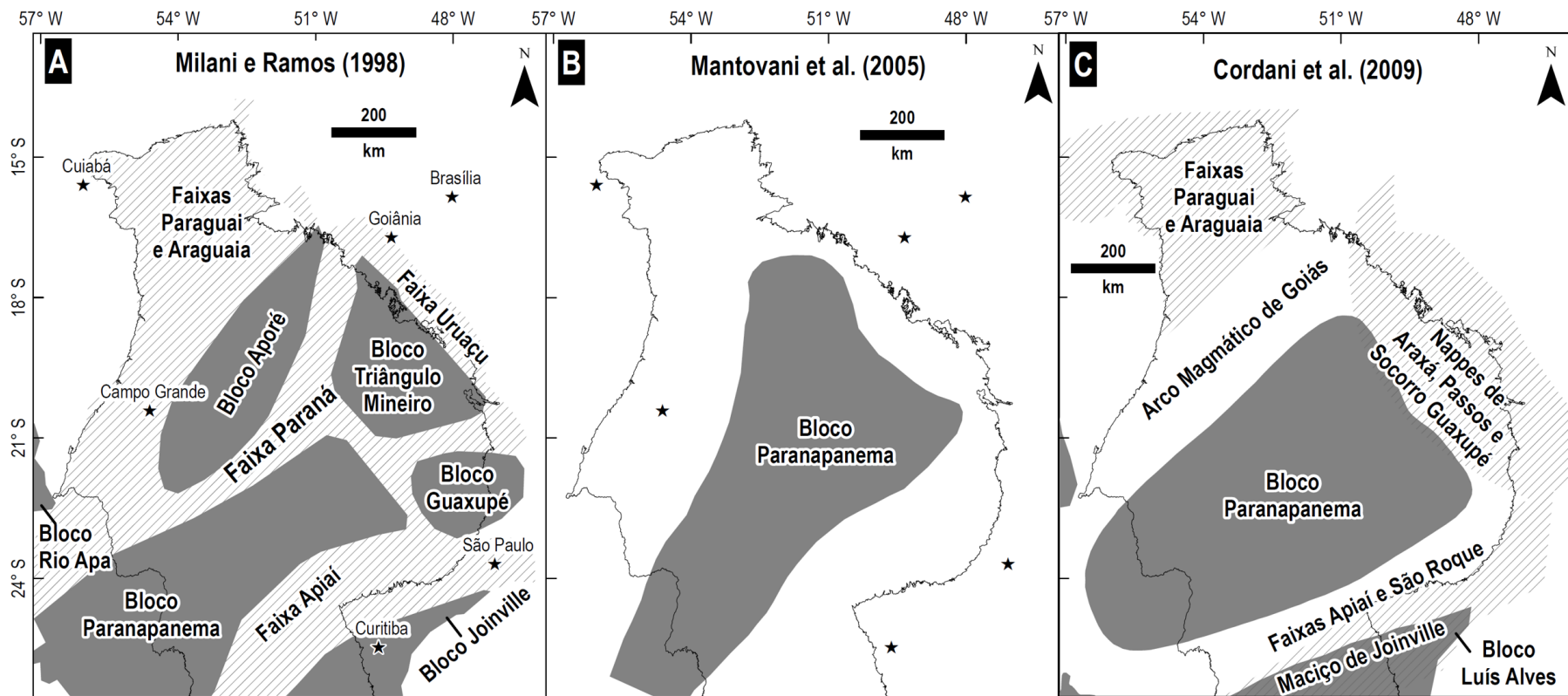
As considerações sobre os estudos específicos de cada artigo são apresentadas nos capítulos 2.7. *Conclusions* no Capítulo 2 (página 25) e 3.7. *Conclusões* no Capítulo 3 (página 82).

O capítulo 4 apresenta a integração das conclusões de todo o trabalho (página 93).



**Fig. 1.1.** (A) Mapa da Bacia do Paraná e Chaco (polígonos vermelhos) e províncias tectônicas Tocantins e Mantiqueira, e (B) detalhe área de estudo (polígono preto) com as supersequências da bacia. Adaptado de Almeida et al. (1977, 1981), Milani et al. (2007), Schobbenhaus et al. (2013) e Fuck et al. (2014, 2017).





**Fig. 1.2.** Principais modelos do embasamento da Bacia do Paraná, propostos por (A) Milani e Ramos (1998), (B) Mantovani et al. (2005) e (C) Cordani et al. (2009), destacando as faixas brasileiras (áreas hachuradas) e os blocos cratônicos (áreas em cinza).

## 1.1. JUSTIFICATIVA DO TEMA

Diversos estudos multidisciplinares que testam e refinam os modelos clássicos que originaram a Bacia do Paraná vem sendo desenvolvidos ao longo de mais de duas décadas. Por exemplo, Milani e Ramos (1998), utilizando dados de sísmica de reflexão revelam que as regiões central e norte da bacia apresentam persistente orientação NE-SW. Na região oeste Vidotti et al. (1998) observaram anomalias NNE-SSW associadas a baixos gravimétricos, segmentados, com elevado gradiente, entre dois altos gravimétricos, interpretados como sistema de rifte no embasamento da bacia. Mantovanni et al. (2005), utilizando dados gravimétricos, apresentam na região central da bacia os limites do Bloco Paranapanema (cráton). E na porção extremo noroeste da bacia, Curto et al. (2014, 2015), verificam conjuntos de lineamentos magnéticos com direções NW-SE, NE-SW e E-W, interpretados como reativações de estruturas do embasamento da bacia. Utilizando dados magnetotéluricos, Padilha et al. (2015) e Maurya et al. (2018) revelam que o Bloco Paranapanema apresenta anomalias elétricas que podem estar relacionadas aos eventos tectônico-termiais do Cretáceo. Bernardes (2015) demonstra, a partir da modelagem de dados de sísmica de refração profunda, que na região leste da bacia existe *underplating* máfico na interface crosta e manto, resultante do magmatismo cretáceo que ocorreu na bacia. Dragone et al. (2017) e Dragone (2018), utilizando modelagem dos dados gravimétricos e magnetotéluricos, apresentam os limites entre os blocos do Rio Apa e Paranapanema, assim como uma possível zona de sutura pré-cambriana entre esses blocos. Como parte desta tese, Pinto e Vidotti (2019) revelam, a partir de novos dados gravimétricos e magnéticos, os sistemas de falhas herdadas dos sistemas transcorrentes neoproterozóicos e os limites entre o Bloco Paranapanema e os sistemas orogênicos brasileiros presentes no embasamento da bacia.

Diante destes estudos, ainda existem poucos trabalhos que discutem a relação da estruturação litosférica com o controle do arcabouço estrutural da Bacia do Paraná, assim como a localização e a continuidade dos grandes sistemas de falhas no interior da bacia. Nesta tese, são investigadas as estruturas e os arranjos geométricos em profundidade dos domínios crustais que compõem os sistemas orogênicos e limites cratônicos pertencentes ao embasamento da Bacia do Paraná, utilizando técnicas de processamento, análise e modelagem dos novos dados aerogeofísicos (gravimétricos e magnéticos) integrados às informações dos furos estratigráficos, disponibilizados pela Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), além dos dados geológicos obtidos em referenciais bibliográficos e coletados durante o levantamento de campo. As análises integradas dos dados geológicos e geofísicos permitiram apresentar as principais estruturas e domínios crustais que influenciaram a deposição das sequências sedimentares da Bacia do Paraná. Este trabalho ressalta a importância da aplicação dos dados geofísicos de gravimetria e magnetometria nos estudos de análise e evolução geológica das bacias sedimentares intracratônicas brasileiras.

Os estudos desta tese, que envolveram as análises quantitativa e qualitativa e modelagem, foram provocados por questionamentos relacionados à geometria dos blocos crustais observada nos modelos do embasamento da bacia (Figura 3.2), propostos por Milani e Ramos (1998), Mantovani et al. (2005) e Cordani et al. (2009). O desenvolvimento da pesquisa teve como alicerce os seguintes questionamentos e hipóteses:

- (i) *Qual a continuidade para dentro da bacia dos grandes sistemas de falhas pertencentes às províncias Tocantins e Mantiqueira? E quais estruturas reativadas do embasamento controlaram a fase rifte inicial da bacia?*

A identificação dos elementos estruturais relacionados às províncias tectônicas na região é dificultada devido à cobertura sedimentar fanerozóica e os derrames basálticos do Cretáceo na Bacia do Paraná. Sendo assim, esta pesquisa propõe localizar e caracterizar os lineamentos geofísicos (gravimétricos e magnéticos) na área, considerando que suas diferentes direções possam estar relacionadas aos limites das faixas Paraguai, Araguaia, Brasília e Ribeira, e Domínio Almas-Cavalcante e bloco Paranapanema, pertencentes ao embasamento da bacia, com base na hipótese de que as unidades geológicas apresentam contrastes de propriedades físicas entre si. Além disso, os lineamentos são interpretados no contexto evolutivo do Gondwana Ocidental, identificando quais as estruturas reativadas do embasamento formaram os riftes que acomodaram as primeiras sequências deposicionais da bacia.

- (ii) *Podemos afirmar que os limites entre os blocos Paranapanema, Rio Apa e Paleocontinente do São Francisco ocorrem no embasamento da bacia e que os mesmos são separados pelos cinturões orogênicos brasileiros? E como a bacia foi influenciada pelas reativações fanerozóicas desses terrenos?*

As estruturas do embasamento podem controlar o desenvolvimento da bacia sedimentar pela configuração inicial dos blocos e pelas fases de reativação do embasamento. A resolução dos novos dados magnéticos e gravimétricos, utilizados nesta tese, permite discriminar os lineamentos geofísicos interpretados em função de sua origem geológica, com base na hipótese de que estão correlacionados a contrastes de propriedades físicas. A integração e modelagem dos dados geofísicos com os dados geológicos resultam na identificação feições tectônicas e geológicas regionais pré-cambrianas e esclarecem qual a

compartimentação crustal, natureza, geometria e espessura dos diferentes terrenos tectônicos que compõem o embasamento da bacia.

## **1.2. OBJETIVOS**

O estudo propõe integrar as informações geológicas e geofísicas da parte centro-norte da Bacia do Paraná, a fim de mapear e modelar a continuidade das estruturas e dos domínios crustais do embasamento da bacia, assim como, compreender o papel das reativações destas estruturas e domínios na evolução tectônica da bacia ao longo do Paleozóico e Mesozóico. Para isso, destacam-se como objetivos específicos:

- (i) Processamento e análise dos dados magnéticos e gravimétricos, para a interpretação e análise tectônica dos lineamentos geofísicos e correlação com os dados geológicos presentes na bibliografia atualizada;
- (ii) Levantamento geológico e coleta de amostras representativas das supersequências da Bacia do Paraná, ao longo de um perfil E-W para análise dos parâmetros de densidade e susceptibilidade magnética;
- (iii) Interpretação e análise tectônica dos dados geofísicos e elaborar seções regionais WNW-ESE e SW-NE;
- (iv) Modelagem direta conjunta dos dados geológicos e geofísicos, para identificação das possíveis estruturas e domínios do embasamento que influenciaram a sedimentação na bacia;
- (v) Adicionar novas informações aos modelos evolutivos da Bacia do Paraná, destacando a influência da reativação das estruturas do embasamento herdadas das províncias tectônicas brasileiras, a partir da utilização de técnicas de integração de dados geológicos e geofísicos.

### 1.3. REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M., e Hasui, Y. (Eds.) (1984). *O Pré-cambriano do Brasil*. Edgar Blucher Ltda, Brazil, 378 p.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. (1977). Províncias Estruturais Brasileiras. In: *Atas do VII Simpósio de Geologia do Nordeste*, Campina Grande, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), Brazil, pp. 363-391.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17 (1-2), 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Bernardes, R.B. (2015). *Modelo de Velocidade Sísmica de Ondas P da Crosta e Manto Superior ao Longo do Perfil PABBRISE, Estado de São Paulo*. M. Sc. Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brazil, 92 p. <http://dx.doi.org/10.26512/2015.12.D.20299>
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Cordani, A., Thomaz Filho, A. (1984). Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brasil. *Journal of Geodynamics*, 1, 495–510. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(84\)90021-8](https://doi.org/10.1016/0264-3707(84)90021-8)
- Curto, J.B., Vidotti, R.M., Blakely, R.J., Fuck, R.A. (2015). Crustal framework of the northwest Paraná Basin, Brazil: Insights from joint modeling of magnetic and gravity data. *Tectonophysics*, 655, 58-72. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.011>
- Curto, J.B., Vidotti, R.M., Fuck, R.A., Blakely, R.J., Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L. (2014). The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119 (3), 1544-1562. <https://doi.org/10.1002/2013JB010593>
- Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., Thomaz Filho, A. (2009). Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (atualização). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 17 (1), 205-219.
- Dragone, G.N. (2018). *A litosfera das Bacias do Chaco-Paraná e Paraná integrando gravimetria e sondagens magnetotélúricas: novos vínculos à tectônica do Gondwana Sul-Occidental*. Ph. D. Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil, 197 p.
- Dragone, G.N., Ussami, N., Gimenez, M.E., Klinger, F.G.L., Chaves, C.A.M. (2017). Western Paraná suture/shear zone and the limits of Rio Apa, Rio Tebicuary and Rio de la Plata cratons from gravity data. *Precambrian Research*, 291, 162-177. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.029>
- Mantovani, M.S.M., Quintas, M.C.L., Shukowsky, W., Brito Neves, B.B. (2005). Delimitation of the Paranapanema Proterozoic block: a geophysical contribution. *Episodes-News magazine of the International Union of Geological Sciences*, 28 (1), 18-22. <http://52.172.159.94/index.php/epi/article/view/62279>

- Maurya, V.P., Meju, M.A., Fontes, S.L., Padilha, A.L., La Terra, E.F., Miquelutti, L.G. (2018). Deep resistivity structure of basalt-covered central part of Paraná Basin, Brazil from Joint 3D MT and GDS data imaging. *American Geophysical Union, Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 1-20. <https://doi.org/10.1029/2017GC007314>
- Milani, E.J. e Ramos, V.A. (1998). Orogenias paleozóicas no domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geologia*, 28 (4), 473-484. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11243>
- Milani, E.J. e Thomaz Filho, A. (2000), Sedimentary basins of South America, In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*, 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Brazil, pp. 389-449.
- Padilha, A.L., Vitorello, I., Antunes, C.E., Pádua, M.B. (2015). Imaging three-dimensional crustal conductivity structures reflecting continental flood basalt effects hidden beneath thick intracratonic basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120 (7), 4702-4719. <https://doi.org/10.1002/2014JB011657>
- Pinto, M.L. e Vidotti, R.M. (2019). Tectonic framework of the Paraná basin unveiled from gravity and magnetic data. *Journal of South American Earth Sciences*, 90, 216-232. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.006>
- Vidotti, R.M., Ebinger, C.J., Fairhead, J.D. (1998). Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 159 (3-4), 117-132. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00070-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00070-3)
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C., Astolfi, M.A.M, Vieira, I.S., Appi, C.T., Zanotto, O.A. (1987), Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: *Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, Curitiba, Brazil, 1, 441-477.

## **2. TECTONIC FRAMEWORK OF THE PARANÁ BASIN UNVEILED FROM GRAVITY AND MAGNETIC DATA**

(ARTIGO 1 - Publicado).

Pinto, M.L. e Vidotti, R.M. (2019). Tectonic framework of the Paraná basin unveiled from gravity and magnetic data. *Journal of South American Earth Sciences*, 90, 216-232. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.006>

### **Highlights**

- Magnetic and gravity data revealed tectonic framework of the study area;
- The Matched-filter technique results allowed interpreting the tectonic lineaments and domains at different crustal depths;
- This work unveiled the continuity of the outcropping fault systems in the basement of the Paraná Basin.
- New information on the boundaries of the Paranapanema Block and Brasileiro orogenic systems are presented based on existing models.





# Tectonic framework of the Paraná basin unveiled from gravity and magnetic data

Marcelo L. Pinto<sup>a,\*</sup>, Roberta M. Vidotti<sup>a,b,\*\*</sup>

<sup>a</sup> Graduate Program in Applied Geosciences and Geodynamics, Universidade de Brasília, Brasília, Brazil

<sup>b</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brazil

## ARTICLE INFO

### Keywords:

Western Gondwana  
Gravity and magnetic data  
Matched-filter  
Total horizontal gradient  
Tilt derivative of the total horizontal gradient

## ABSTRACT

The Paraná Basin, one of the most important Brazilian sedimentary basins, was created during the formation of Western Gondwana. Until recently, its tectonic framework has been studied mainly through indirect studies using geophysical data such as gravity, magnetic, as well as seismic reflection, and bore hole data. However, the last years, new geophysical data with better resolution became available, enabling new studies on the Brazilian sedimentary basins. To this end, the objective of this work is to contribute with new information on regarding the central and northern areas of the Parana basin and to investigate the major tectonic structures of its basement, as to understand the role of the Precambrian basement structures on its reactivation and geodynamics. For this purpose, quantitative and qualitative analysis of gravity and magnetic data were conducted using the Matched-Filter technique associated with enhancement filters, such as Total Horizontal Gradient and Tilt Derivative of the Total Horizontal Gradient. These geophysical products allowed interpreting the main geophysical lineaments and their depth. We identified structural patterns related to basement reactivation associated with the evolution of Western Gondwana. The NNE-SSW trending structures are related to reactivations of the Transbrasiliano and Paraíba do Sul Strike-slip Systems in the Late Ordovician. The NW-SE trending lineaments were generated with the tectonic growth of the Western Gondwana in the Triassic to the Late Jurassic, which started in the region of the Ponta Grossa Arch. This event was followed by the intracontinental magmatism in the Early Cretaceous. The E-W trending structures are related to the drifting of the South American Plate in the Late Cretaceous-Neogene and the faults originated from it, forming dextral binaries inside the plate pertaining to the Neotectonic Strike-slip System. The NNE-SSW, NE-SW, and NW-SE trending lineaments close to the border between the Paranapanema Block, the Goiano Domain, and the Araguaia, Paraguay, Brasília and Ribeira Belts are associated with suture zones. Thus, this work provides additional information related to the continuity of fault systems and crustal domain limits, as well as the extent of the crustal blocks in the basement of the Paraná Basin. It highlights the reactivation influence of the structures inherited from the Precambrian basement based on the results from both, gravity and magnetic data.

## 1. Introduction

Reactivation of the structures inherited from the Precambrian basement of the South American Platform along the Paleozoic and Mesozoic contributed significantly to the tectonic evolution of the Paraná Basin (Zalán et al., 1987). Those reactivated structures controlled the basin depocenters, as well as the dynamics of graben formation, sedimentation, and magmatism (Brito Neves et al., 1984; Milani and Thomaz Filho, 2000; Cordani et al., 2009). The Precambrian basement of the Basin consists of granite-gneissic terranes (Zalán et al., 1987), juxtaposed by fold and thrust belts (Cordani et al., 2009) formed

in the end of the Brazilian Orogeny (Almeida and Hasui, 1984). Part of this basement is correlated to Tocantins (TS) and Mantiqueira (MS) Orogenic Systems, formed along the Brasiliano Cycle (810–530 Ma), outcropping on the edges of the Paraná Basin, being both characterized by fold and thrust belts, resulting from the collisions between continental blocks (Almeida et al., 1977; Hasui, 2012a, b). The TS is individualized in the Brasília, Paraguay and Araguaia Belts (Hasui, 2012a), resulting from the collision of three continental blocks: Amazonas, São Francisco and Paranapanema cratons (Delgado et al., 2003; Cordani et al., 2013a, b). Whereas, the MS, resulting from the agglutination of the Gondwana (Hasui, 2012b), is compartmented in the

\* Corresponding author. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Darcy Ribeiro ICC, Ala Central, CEP 70.910-900, Brasília, DF, Brazil.

\*\* Corresponding author. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Darcy Ribeiro ICC, Ala Central, CEP 70.910-900, Brasília, DF, Brazil.

E-mail addresses: [geomlpinto@gmail.com](mailto:geomlpinto@gmail.com) (M.L. Pinto), [roberta@unb.br](mailto:roberta@unb.br) (R.M. Vidotti).

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.006>

Received 21 May 2018; Received in revised form 26 November 2018; Accepted 13 December 2018

Available online 14 December 2018

0895-9811/ © 2018 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Araçuaí, Ribeira and Tijucas Belts (Hasui, 2010).

The basement-inherited structures are important to understand the origin and evolution of the Paraná Basin. Because the continuities of the structures are overshadowed by the sedimentary rocks of the basin, their investigation becomes very difficult; therefore, to overcome such barrier, some papers used geophysical data; Milani and Ramos (1998) used reflection seismic data interpretation for proposing structural features with persistent NE-SW orientation. These features were also observed in gravity and magnetic anomalies, which according to the same authors can indicate a central rift in the Paraná Basin. In the western portion of the Basin, Vidotti et al. (1998) observed NNE-SSW anomalies associated with a gravity low between two gravity highs, possibly linked with the initial rift areas of the basin. This statement coincides with the location of the first depositional sequences of the Paraná Basin, described by Milani and Ramos (1998). These sequences are controlled by short rift systems that accommodate clastic sediments interbedded with thin layers of the Odovician basalt effluent from the Três Lagoas Formation (Milani et al., 2007). In the northwestern basin, Curto et al. (2014, 2015) reported sets of magnetic lineaments with NW-SE, NE-SW and E-W trends that were interpreted as reactivations of the basement structures of the basin.

There are few papers discussing the relationship between the structural framework of the Paraná Basin and the structure reactivation of the basement blocks. In addition to the major fault systems within the basin and its basement, this paper aims at investigating both the structure and the geometric arrangements of the crustal blocks in of the Paraná Basin basement using new gravity and magnetic data, with a systematic approach covering the major part of the basin. The integrated analysis of gravity and magnetic data enabled to investigate the main tectonic structures in the basement of the Paraná Basin.

## 2. The Paraná basin

The studied area (Fig. 1) is located in the north-central region of Paraná Basin. This basin covers an area of 1,500,000 km<sup>2</sup>, divided among Brazil, Paraguay, Argentina, and Uruguay, presenting a NNE-SSW trending elliptical shape and sedimentary thickness bigger than 7000 m at the main depocenter (Milani and Ramos, 1998; Milani et al., 2007).

The geological complexity of the area correlates the occurrences of large volcanic outpourings interbedded with sedimentary rocks (Milani and Thomaz Filho, 2000; Mohriak, 2014), thus hampering the mapping of the tectonic structures of its basement. The volcanism is related to the opening of the South Atlantic Ocean during the Cretaceous, the Paraná-Etendeka Province, one of the Large Igneous Provinces in the world, characterized by the basaltic-rhyolite volcanism that preserves above 1,000,000 km<sup>3</sup> of volcanic rocks (Peate, 1997; Rocha-Campos et al., 2011).

The Paraná Basin keeps the records approximately 400 million years of geological history. The oldest supersequence is the Rio Ivai (Caradocian-Landoverian), followed by the Paraná supersequence (Lockovian-Frasnian), the three supersequences known as Gondwana, I, II, and III, and the Bauru supersequence as well. The supersequences Paraná, Gondwana I (Westfalian-Scythian) and Gondwana II (Anisian-Norian) represent three transgressive-regressive depositional cycles. The Gondwana II Supersequence (Anisian-Norian) consists of alternating continental sedimentation and generalized erosional periods represented by the stable platform phase (Milani and Ramos, 1998). The Gondwana III Supersequence consists of sandstones especially (Late Jurassic-Early Cretaceous) from the Botucatu Formation (Milani and Ramos, 1998; Milani, 2004; Milani et al., 2007) and the basalt spilling (Early Cretaceous) from the Serra Geral Formation (Zalán, 2004).

## 3. Basement of the Paraná basin

The Precambrian basement of the Paraná Basin has a complex

crustal framework (Soares et al., 1978; Cordani et al., 1984; Zalán et al., 1987; Soares, 1992), consisting of granite-gneissic terranes (Zalán et al., 1987) surrounded by fold and thrust belts (Cordani et al., 2009) formed during the end of the Neoproterozoic and Early Paleozoic (Almeida and Hasui, 1984; Almeida and Melo, 1981; Almeida et al., 2000; Zalán et al., 1987; Milani and Ramos, 1998).

The Paraná Basin basement has been widely debated among several authors. Cordani et al. (1984, 2009) obtained an approximate basement age of 2.0 Ga from the radiometric dating of bore hole samples. These results allowed interpreting the existence of a cratonic terrane located actual axial region of the basin surrounded by fold and thrust belts below the sedimentary rocks of the Paraná Basin (Fig. 2A).

Milani (1997) used gravity and magnetic data associated with seismic reflection data to propose a basement framework with a main NE-SW trend, interpreted as the central rift of the Paraná Basin. Later, Milani and Ramos (1998), using basement sampling, proposed that such NE-SW framework resulted from the assembling of several cratonic terrains separated by suture zones (Fig. 2B). These suture zones were explained by Pimentel and Fuck (1992), and Pimentel et al. (2000), who contributed with information on the tectonic characterization of the Goiás Magmatic Arc. These authors reported that the arc is formed by a large number of intrusions from the Neoproterozoic, which for the most part has a juvenile signature related to the Transbrasiliano Lineament (Pimentel and Fuck, 1992; Pimentel et al., 2000). This information indicated the existence of a large ocean basin denominated Goiás-Pharusian Ocean, which was consumed by a subduction zone during the formation of the Western Gondwana (Cordani et al., 2013a).

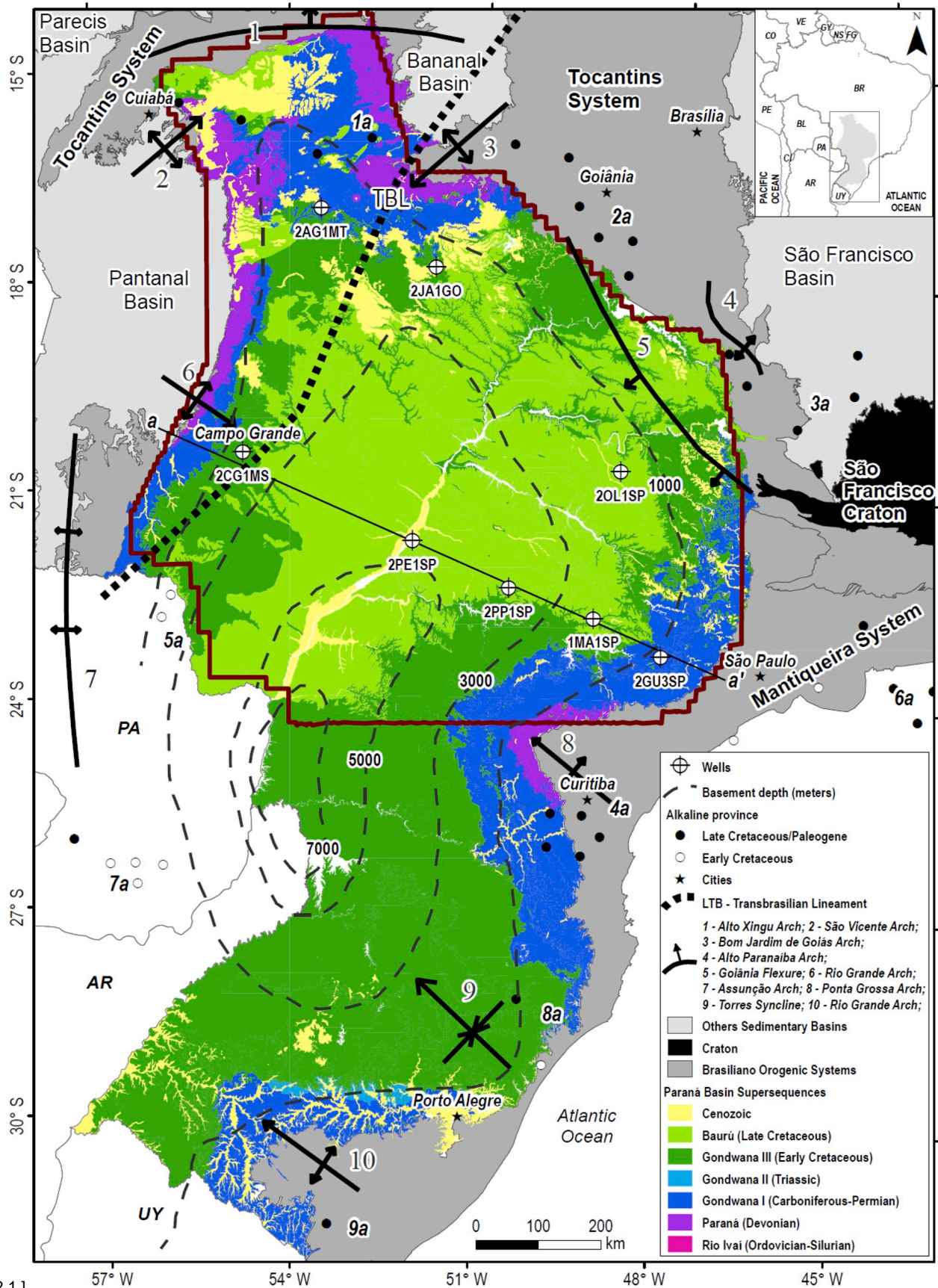
These two models are widely discussed and accepted. To unveil the basement framework is fundamental to understand the geological evolution of the Paraná Basin Supersequences. The reactivations of the structures inherited from the Transbrasiliano Lineament and the Precambrian basement of the South American Platform along the Paleozoic and Mesozoic contributed significantly to the tectonic-sedimentary evolution of the Paraná Basin (Zalán et al., 1987). Furthermore, there is strong evidence that these reactivated structures controlled the depocenters of the Basin, as well as the graben dynamics, sedimentation, and magmatism (Cordani et al., 2009; Brito Neves et al., 1984; Milani and Thomaz Filho, 2000).

## 4. Data and METHODS

This work uses gravity and magnetic airborne geophysical data provided by the Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). The surveys were conducted along the N–S flight-lines spaced 6 km and E-W tie-lines spaced 18 km at 1.8 km flying height, in 2010 (LASA, 2010a, b).

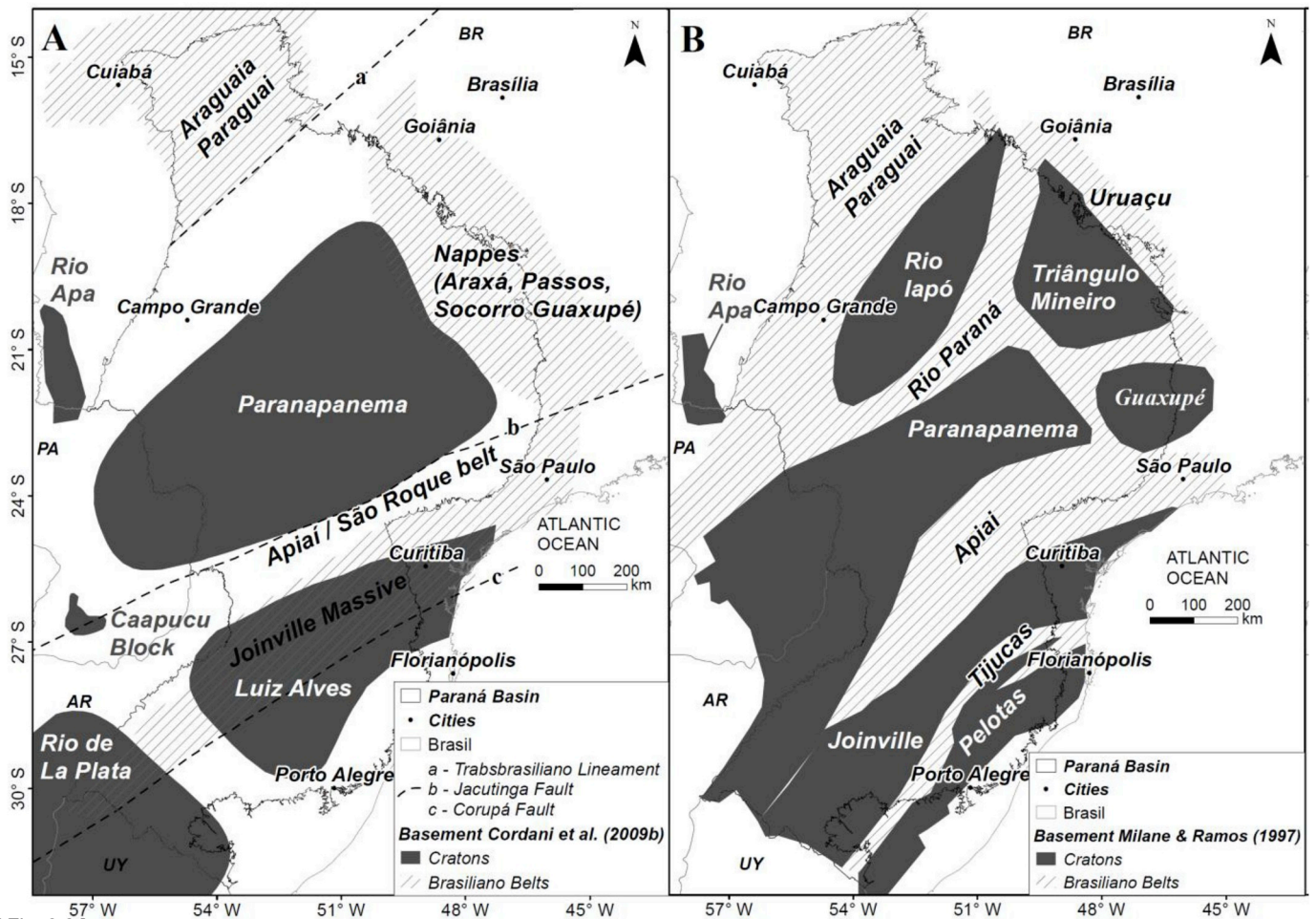
Filters were applied to the data to isolate and highlight the signals corresponding to the Bouguer gravity anomaly, the total magnetic field intensity and magnetic anomaly (Fig. 3) to assist the quantitative and qualitative analyses in both profiles and grids. The filtering sequence applied to the data, as well as the quantitative and qualitative interpretation applied to the data are shown in Fig. 4. The resulting products served as base to interpret the geophysical lineaments and domains. The data were interpolated using the Bi-Directional Gridding method (Geosoft, 2018) with 1.5 km cell size to produce the maps of Bouguer (Fig. 3A), total magnetic intensity (Fig. 3B) and magnetic (Fig. 3C) anomalies.

The magnetic anomalies at low latitudes appears shaped as dipoles displaced from the central point of the causative body (Hinze et al., 2013). This effect depends on the shape of the magnetic source the direction of the magnetization vector, and Earth magnetic field (Baranov, 1957). The non-vertical magnetization and magnetic field vectors distort the magnetic anomaly (Baranov and Naudy, 1964) and hamper the interpretation of the magnetic data (Curto et al., 2014). This problem is identified in the study area, where the Earth magnetic field inclination is shallow ( $-25.8^\circ$ ), and anomaly amplitudes are low.



[ Fig. 2.1 ]

Fig. 1. Map of the study area (red polygon) in the north-central region of the Paraná Basin. Geological profile a-a' representing the area (Fig. 9). Alkaline Provinces: 1a – Poxoréu, 2a – Goiás, 3a – Alto Paranaíba, 4a – Ponta Grossa, 5a – Amambay, 6a – Serra do Mar, 7a – Eastern Paraguay, 8a – Lages e Anitápoles, 9a – Piratini. Inset: AR – Argentina, BL – Bolívia, BR – Brazil, CL Chile, CO – Colômbia, FG – Guiana Francesa, GY – Guiana, NS – Suriname, PA – Paraguai, PE – Perú, VE – Venezuela, UY – Uruguai. Adapted from Almeida et al. (1977, 1981), Ulbrich and Gomes (1981), Milani et al. (2007) and Lagorio (2008). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

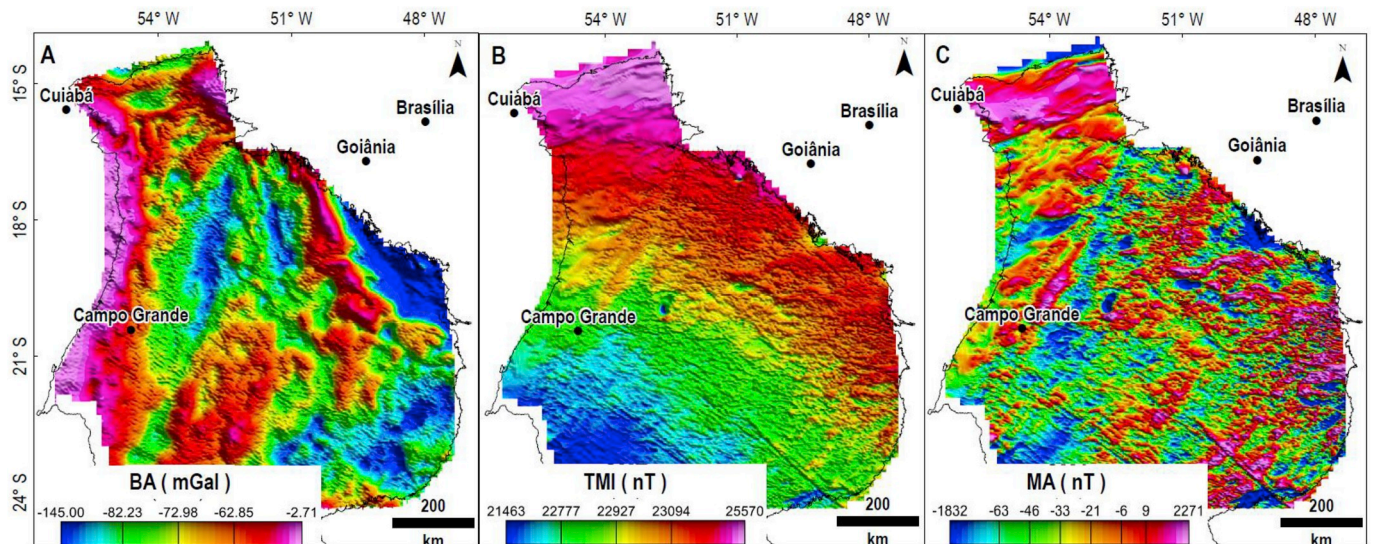


[ Fig. 2.2 ]

Fig. 2. Paraná Basin basement (A) according to Cordani et al. (2009), interpreted from radiometric dating of bore hole samples that intercepted the basin basement, highlighting the Brasiliano fold and thrust belts and the cratonic terranes; (B) according to Milani and Ramos (1998), interpreted from the correlation of stratigraphic bore hole samples and geophysical data (seismic reflection and potential). AR – Argentina, BR – Brazil, PA – Paraguai, UY – Uruguai. Adapted from Cordani et al. (2009) and Milani and Ramos (1998).

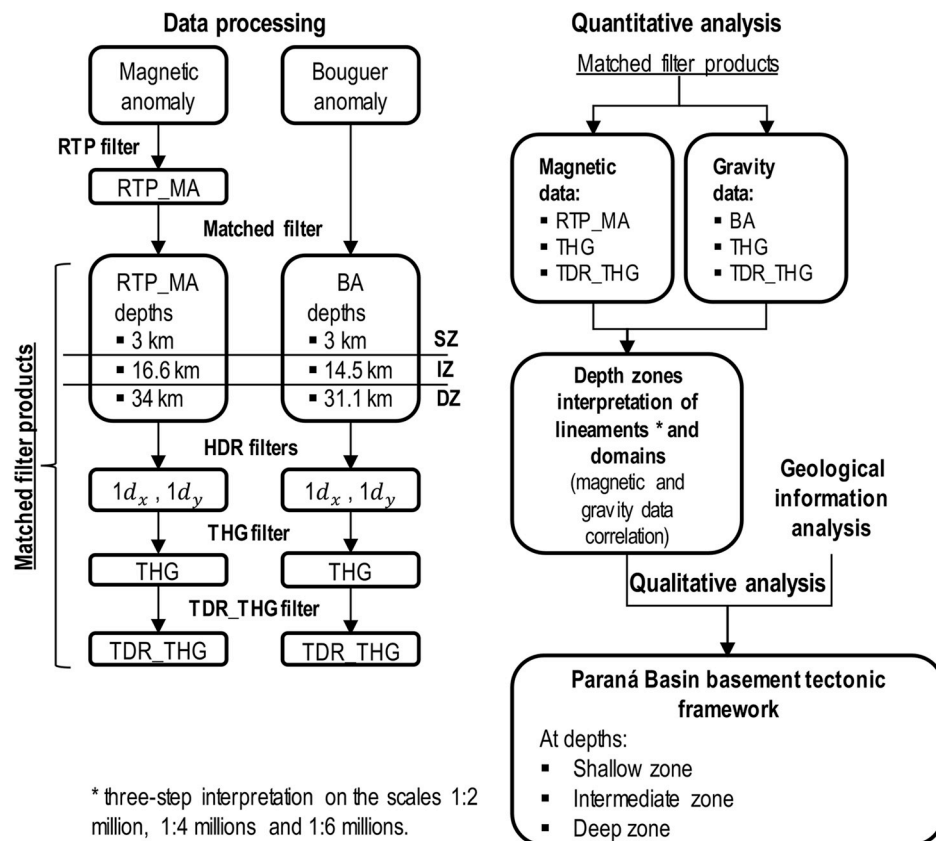
The skewness effect can be minimized or eliminated by using the Reduction-to-pole (RTP) filter, a transformation to center the positive part of a magnetic anomaly over its source (Baranov and Naudy, 1964;

Geosoft, 2015). Reduction-to-pole, when applied to anomalies with shallow inclinations and low amplitudes, introduces long-wavelength artifacts elongated in the direction of magnetic declination ( $-18^\circ$ ). We



[ Fig. 2.3 ]

Fig. 3. Grids of (A) Bouguer Anomaly – BA, (B) Total Magnetic Intensity – TMI and (C) Magnetic Anomaly – MA, without reduced-to-pole, generated from ANP aerogeophysical survey data.



[ Fig. 2.4 ]

Fig. 4. Processing and analysis of the gravity and magnetic datas. MA – Magnetic anomaly, RTP – Reduced-to-pole, BA – Bouguer anomaly, SZ – Shallow zone, IZ – Intermediate zone, DZ – Deep zone, HDR – Horizontal derivatives, THG – Total horizontal gradient, TDR\_THG – Tilt derivative of THG.

suppressed these artifacts by applying amplitude correction (Grant and Dodds, 1972; Geosoft, 2015). This correction introduces a second inclination ( $I'$ ), for controlling the amplitude of the Reduction-to-pole operator near the equator, where  $I'$  ( $-64.2^\circ$ ) is an inclination greater than the true inclination of the magnetic field (Geosoft, 2015), calculated using the complementary angle of the magnetic inclination to removes the long-wavelength noise without unduly sacrificing geological signal with similar trends (Curto et al., 2014; Geosoft, 2015).

There are several techniques to highlight the magnetic and gravity anomalies and allow interpreting deep geological structures (Blakely, 1996; Reeves, 2005; Hinze et al., 2013; Isles and Rankin, 2013). Usually, the potential-field signals of features from near-surface geologic units have lower amplitudes and shorter wavelengths compared to signals from deeply buried crystalline geological units (Phillips, 2001). In these case, the Fourier bandpass filtering can be used to isolate and enhance the anomaly wavelengths associated with the shallow or deep sources. For optimal separation of the signals, the bandpass filters must be specially designed for each survey using a process known as Matched-filter (Spector and Grant, 1970; Syberg, 1972; Spector and Parker, 1979; Cowan and Cowan, 1993; Phillips, 2001). The Matched-filter (MF) process was used to separate equivalent source layers that fit completely the data spectrum. The equivalent layer information can be translated into Fourier bandpass filters capable of separating the data into wavelength bands (bandpasses) that contain the anomalies (Syberg, 1972) produced by the deepest layer with low-frequency spectral and the shallowest layer with high-frequency spectral (Spector and Grant, 1970, Fig. 5).

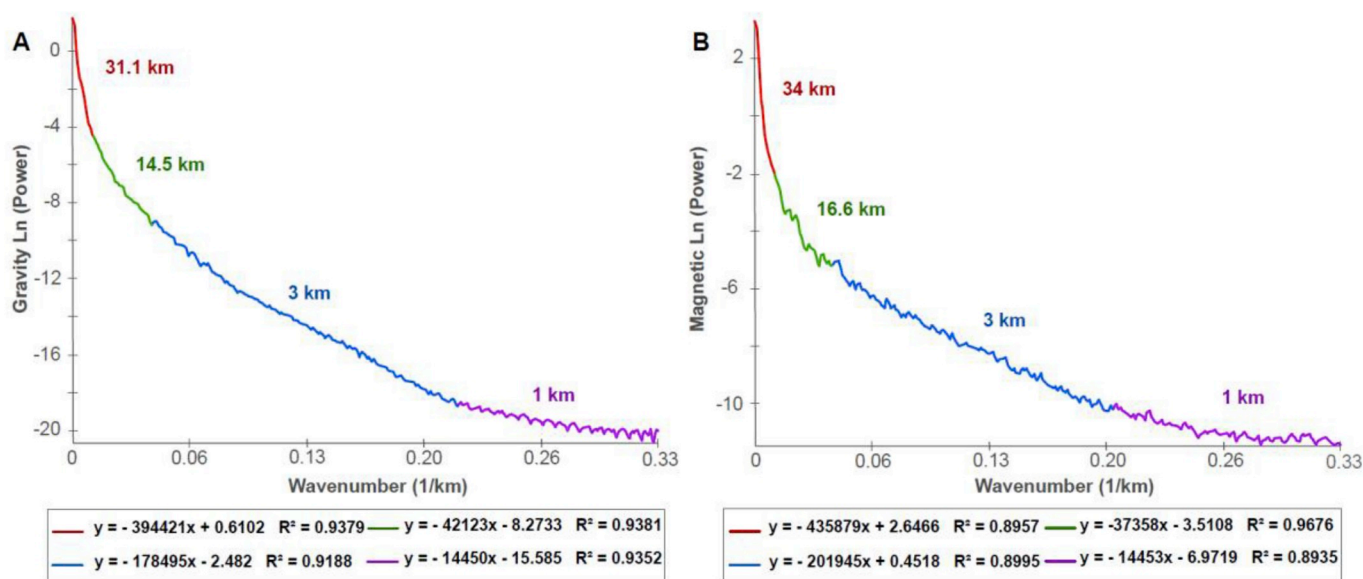
The Total Horizontal Gradient (THG) and Tilt Derivative for the Total Horizontal Gradient (TDR-THG) filters were applied to the Matched-filter products to enhance gravity and magnetic anomalies. These products calculated for several depths were used to interpret the geophysical lineaments. THG highlights the borders of the magnetic and

gravity anomalies with vertical contacts by using the relationship between the horizontal derivatives (Cordell and Grauch, 1985; Grauch and Cordell, 1987; Li, 2006). TDR is a technique to highlight magnetic and gravity anomalies that equalizes the amplitudes from shallow and deep sources, positioning the anomaly maximum over the center of the source (Miller and Singh, 1994; Thurston and Smith, 1997; Verduzco et al., 2004). The values range between  $(+\pi)/2$  and  $(-\pi)/2$ , where zero indicates the contact location of the magnetic or gravity sources, mainly for vertical contacts and big extensions (Verduzco et al., 2004). Thus, making the technique effective compared to others that also use the derivative in their fundamentals, such as the Directional Derivatives, Total Gradient, and Total Horizontal Gradient (Miller and Singh, 1994; Verduzco et al., 2004). Ferreira et al. (2013) enhanced the method by using as TDR entry parameter, the Total Horizontal Gradient (TDR-GHT), thus reducing the noise of the grids and highlighting the continuities of the geological contacts.

## 5. RESULTS

The power spectrum analysis generated grids corresponding to the depth interfaces of the main anomalous sources of the gravity and magnetic data (Fig. 5), whereas the shallower depth was discarded due to noise correlated with flight height. The depths of 3, 14.5, and 31.1 km were obtained for gravity data (Fig. 6A, B and C), and 3, 16.6 and 34 km for the magnetic data (Fig. 7A, B and C), which were classified as shallow, intermediary and deep zones. Enhancement filters, such as the Total Horizontal Gradient (THG; Fig. 6D, E and F; Fig. 7D, E and F) and the Tilt Derivative from the Total Horizontal Gradient (TDR\_THG; Fig. 6G, H and I; Fig. 7G, H and I), were applied to the grids.

Integrated analysis of the products described for different crustal depths allowed interpreting the lineaments, domains and circular anomalies. The latter is probably associated to alkaline intrusions



[ Fig. 2.5 ]

Fig. 5. Radial power spectrum obtained for the Bouguer anomaly (A) and Magnetic anomaly (B), where each segment marked with different color represents the depth to the top of different sources. The equation of each setline is sampled, where  $R^2$  is the coefficient of determination. The closer this value is to one, the better the linear regression adjustment of the segment to the sampled data. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

(Fig. 8A, B and C), which display strong gravity and magnetic anomalies. The Bouguer anomaly for each intrusion is semi-circular or circular. The main magnetic anomalies resemble magnetic dipoles (Dutra et al., 2012). Morgan (1983) and O'Connor and Duncan (1990) suggest that, during the Late Cretaceous, alkaline magmatism was originated from the mantle plume of Trindade, which would be located in the western, central and southeastern region of Brazil. Alkaline magmatism was concentrated in the fold and thrust belts belonging to the Tocantins Orogenic Systems that separate the cratons of the São Francisco and the Amazonas from the Paraná Basin (Gibson et al., 1997). These belts appear to have behaved as thinspots (Thompson and Gibson, 1991, Fig. 9) that permitted a big amount of convecting mantle upwelling and decompression melting, relative to the surrounding thick cratonic lithosphere (Gibson et al., 1997). The main fault zones (Fig. 8D, E and F) were interpreted based on the continuity in depth of the lineaments, and correlated to large fault systems in the Mid-western, Southwestern, and Southern regions of Brazil (Fig. 9B): BF - Baliza Fault, GCFZ - General Carneiro Fault Zone, SNFZ - Serra Negra Fault Zone (Curto et al., 2014), CACMFZ - Cândido Abreu-Campo Mourão Fault Zone, CF - Cassilândia Fault, GFX - Goiânia Flexure, GFZ - Guapiara Fault Zone, GPFZ - Guaxupé Fault Zone, ISZ - Ipirauá Shear Zone, JSZ - Jacutinga Shear Zone, MGL - Mogi-Guaçu Lineament, RAF - Rio Alonzo Fault, SGCFZ - São Gerônimo-Curiuva Fault Zone, SSL - São Sebastião Lineament, TBL - Transbrasiliano Lineament (Zalán et al., 1987; Sadowski and Campanha, 2004; Schobbenhaus et al., 2003; Almeida et al., 2012).

The geophysical lineaments at different depths were correlated with four Brazilian strike-slip systems: (i) in the Western region, the NNE-SSW and NE-SW structures were interpreted as a continuity of the regional trend of the BF, GCFZ, SNFZ, and TBL all of them related to the Transbrasiliano Strike-slip System (TSS); (ii) in the Northeastern region, the NW-SE lineaments were associated with the continuity of the GF regional trend related to Campo do Meio Strike-slip System; (iii) in the Eastern region, NE-SW lineaments are correlated to ISZ and JSZ regional trend related to Paraíba do Sul Strike-slip System; and (iv) the E-W structures are correlated to CF and SSL regional trend related to Neotectonic Strike-slip System of the Southern and Southwestern Brazilian regions (Fig. 8D, E and F, Table 1).

Besides the structures already described in the literature, we

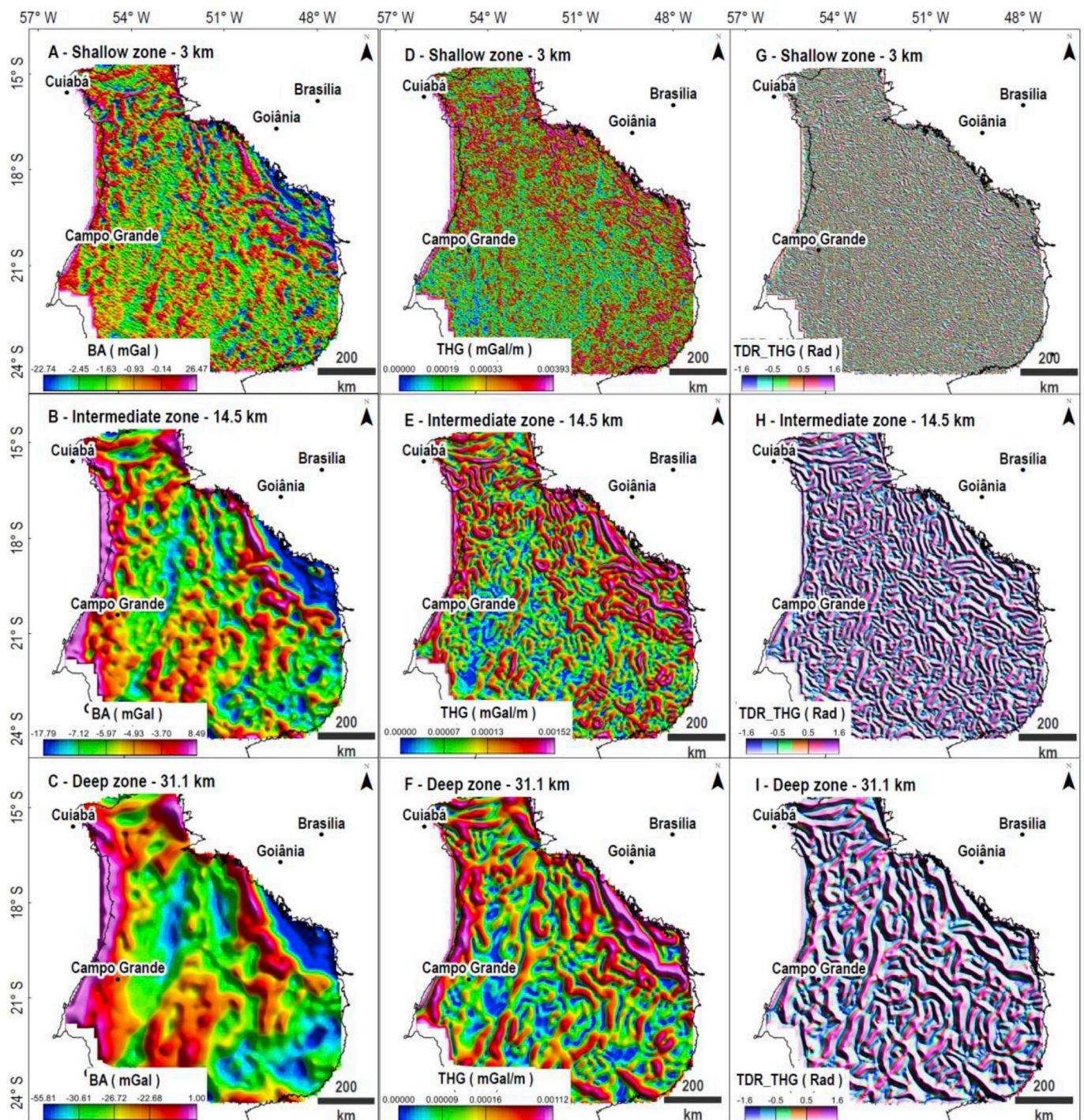
identified four new fault zones in this work. The first, F1 is associated with the continuity of the TBL; F2 associated with the discontinuity between the Paranapanema Block and the Ribeira Belt; F3 related to the discontinuity of the Paranapanema Block and the Brasília Belt; F4 associated to the Neotectonic Strike-slip System of the Southern and Southwestern Brazilian regions (Fig. 8D, E and F).

The geophysical domains (8G, H and I) were separated according to the characteristics of the magnetic and gravity anomalies detailed in Table 2. The analyses correlated those domains with the Brazilian Orogenic Systems, according to Hasui (2012a, b). They were interpreted as (i) Paraguay Belt (D1), Araguaia Belt (D2), and graben region within the Araguaia Belts (D3), Goiano Domain affected by the Goiânia Flexure (D4), Goiano Domain (D5), and Brasília Belt (D6), related to the Tocantins System; (ii) Ribeira Belt (D8) related to the Mantiqueira System; and (ii) Paranapanema Block (D7).

The Orogenic Belts (D1, D2, D3, D6, and D8) comprise the Proterozoic metasedimentary rocks (Hasui, 2012a, b; Heilbron et al., 2017). The geophysical domains signatures indicate gravity low (Fig. 6A, B and C) and magnetic low (Fig. 7A, B and C). The gravity high observed in D1 (Paraguay Belt) is probably related to the uplifting caused by the Assunção, Alto Xingu, and São Vicente Archs (Fig. 1). D8 has NE-SW, and NW-SE trending magnetic highs, possibly related to the diabase dikes occurring in the basin. D3 corresponds to a NNW-SSW trending gravity low (Fig. 6A, B and C), has been correlated to the graben-like structures (Vidotti, 1997; Vidotti et al., 1998).

The Goiano Domain (D4 and D5) consists of rocks from the Neoproterozoic magmatic arcs (Hasui, 2012a, b; Heilbron et al., 2017) associated with gravity highs (Fig. 6A, B and C), and magnetic highs (Fig. 7A, B and C). However, the D4 domain is probably the zone affected by the Goiânia Flexure, where the lowering of the basement caused a gravity low (Fig. 6A, B and C).

The Paranapanema Block (D7) is formed by a cratonic terrane (Milani and Ramos, 1998; Cordani et al., 2009), presenting gravity and magnetic highs (Fig. 6A, B and C, Fig. 7A, B and C). According to Padilha et al. (2015), magnetization parameters contradict the typical models of the cratonic basement that present gravity and magnetic lows. Such conflicting properties of the basement can be related to the tectonic events that evolved from the initial phase of the Paraná Basin along the Neoproterozoic or Ordovician associated with intrusive



[ Fig. 2.6 ]

Fig. 6. Matched-filter from Bouguer anomaly (A, B, C), total horizontal gradient (D, E, F) and Tilt derivative from the total horizontal gradient (G, H, I).

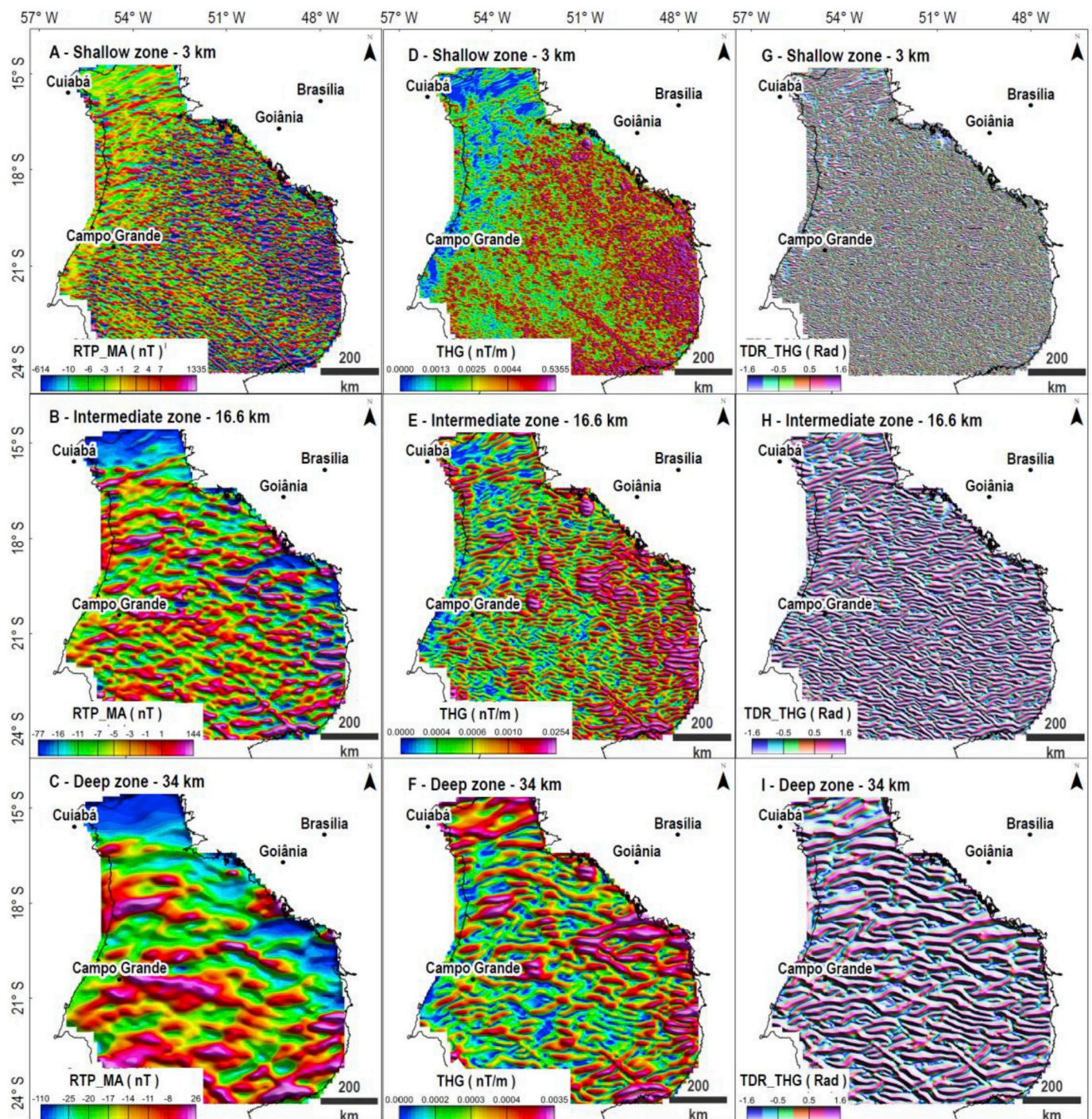
bodies, or resulting from the Cretaceous magmatism in the basin along the Gondwana Breakup.

The magnetic products show dipolar anomalies inside the Goiano Domain and the Araguaia, Paraguay, Brasília, and Ribeira Belts at different depths (Fig. 8A, B and C) that can be associated with the alkaline provinces in Brazil (Poxoréu, Goiás, Alto Paranaíba, and Ponta Grossa) and eastern Paraguay (Amambay), based on [Ulbrich and Gomes \(1981\)](#), [Lagorio \(2008\)](#), and [Marangoni and Mantovani \(2013\)](#). The polarity of these circular anomalies are inverted after applying the Reduction-to-pole filter and not centralized ([Marangoni and Mantovani, 2013](#)), indicating remanent magnetization characteristic of the alkaline intrusions ([Dutra et al., 2012](#); [Marangoni and Mantovani, 2013](#)).

## 6. Discussions

The lineaments and geophysical domains unveiled the continuity of fault systems and the edge of the tectonic domains (Parapanema Block, Goiano Domain and the Araguaia, Paraguay and Brasília Belts) in the basement of the Paraná Basin at different crustal depths.

The Neoproterozoic Araguaia (AB), Paraguay (PB), Brasília (BB), and Ribeira (RB) Belts, as well as the Parapanema Block (PB) resulted from Brasiliano Orogeny (810–530 Ma; [Almeida et al., 2000](#)) over a compressive regime (61; [Hasui, 2010](#)) that originated the NE-SW and NW-SE regional framework ([Zalán et al., 1987](#); [Milani and Ramos, 1998](#); [Milani and De Wit, 2008](#)) in the basement of the Paraná Basin



[ Fig. 2.7 ]

Fig. 7. Matched-filter from reduced-to-pole magnetic anomaly (A, B, C), total horizontal gradient (D, E, F) and Tilt derivative from the total horizontal gradient (G, H, I).

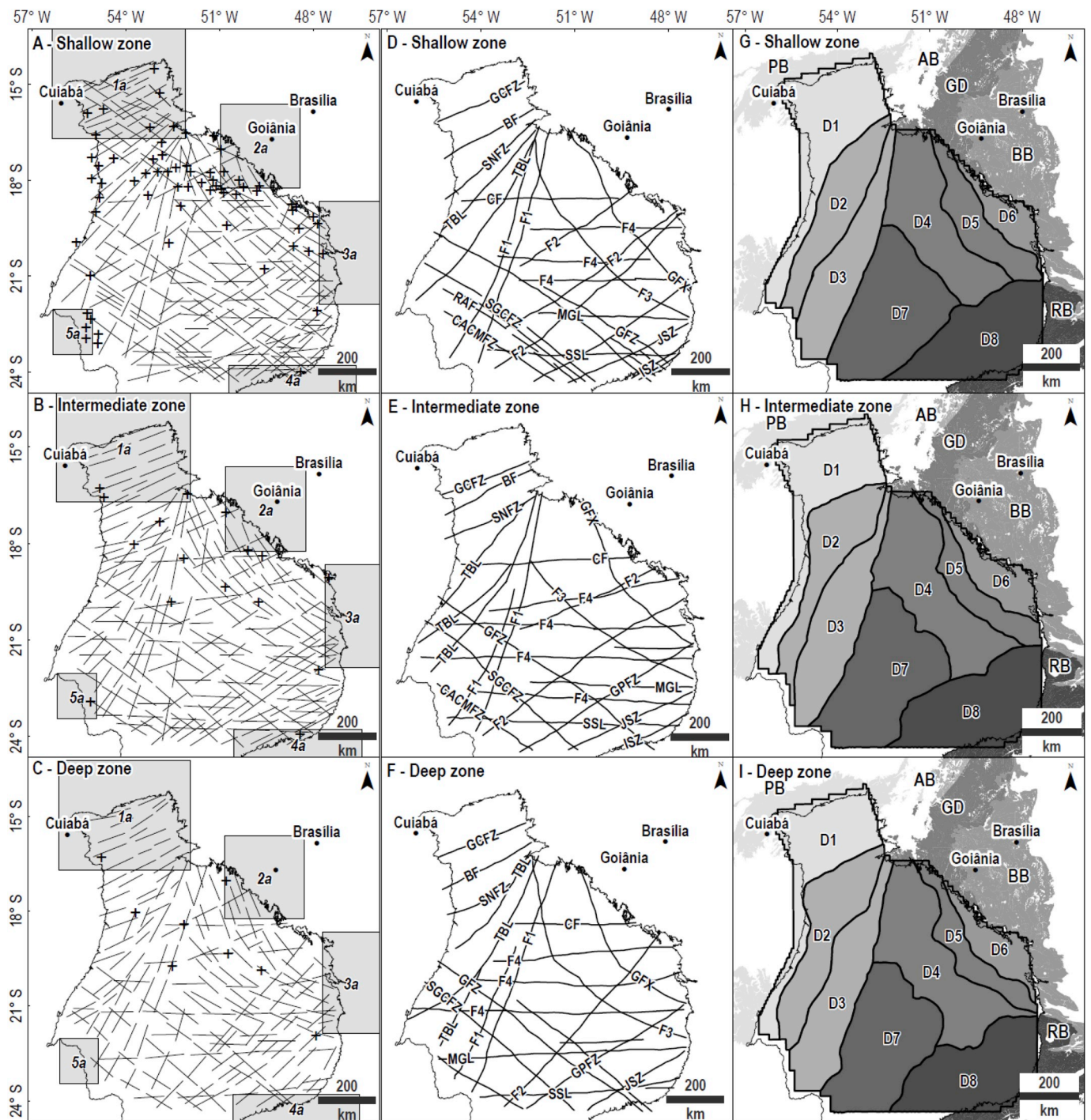
(Fig. 10A). Those structures are related to three Strike-slip Systems: Transbrasiliiano (NE-SW), Campo do Meio, and Parnaíba do Sul (NW-SE) (Fig. 10A; Hasui, 2010).

In the Late Ordovician, the basement structures were reactivated due to the convergence between the Western Gondwana (Ramos and Allmendinger, 1990; Astini et al., 1996) and the Precordillera Terranes (Ocolytic Orogeny) that produced compressive stress on the western border of the Gondwana. Inside the tectonic plate, the compressive stress was dissipated, causing the initial subsidence of the Paraná Basin (Astini et al., 1996; Milani and De Wit, 2008; Ramos and Allmendinger, 1990), evidenced through the NE-SW transtensional grabens ( $\sigma_3$ ;

Milani and Ramos, 1998), which extend from Brazil (Milani and Ramos, 1998) up to Serra Pampeana Oriental in Paraguay (Ramos and Vujovich, 1993). Such framework is correlated with the NE-SW and NNE-SSW geophysical lineaments and the isopachs of the Rio Ivaí Supersequence (Milani et al., 2007; Milani and Ramos, 1998, Fig. 10B).

The NE-SW and NNE-SSW trends unveil the continuity of the Transbrasiliiano Lineament (TBL) below the Paraná Basin, which can be verified in the Matched-filter deep zones maps of the Bouguer Anomaly (Fig. 6A, B and C) and the Magnetic Anomaly (7A, B, and C). The structures inherited from the TBL are presented as a large fault zone reactivated in the beginning of the Paleozoic, generating the initial rifts





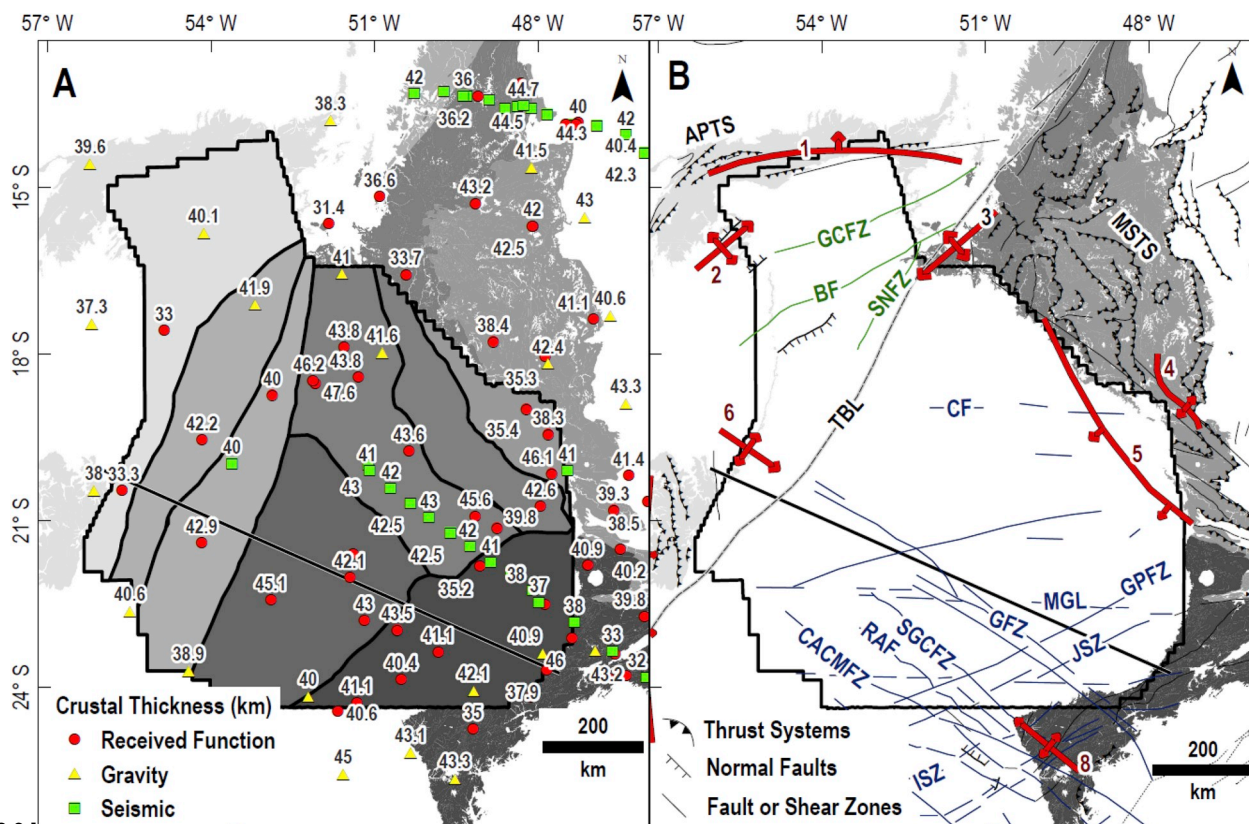
[ Fig. 2.8 ]

Fig. 8. Geophysical lineaments and intrusions associated with the alkaline provinces in Brazil (1a – Poxoréu, 2a – Goiás, 3a – Alto Paranaíba, 4a – Ponta Grossa) and eastern Paraguay (5a – Amambay) (A, B, and C). Shear zones interpreted (D, E, and F) from the great fault systems in the Midwestern, Southwestern, and Southern regions of Brazil. New fault zones F1, F2, F3, and F4 (D, E, and F). Geophysical domains (G, H, and I): Paraguai Belt – PB (D1), Araguaia Belt – AB (D2 and D3), Goiano Domain – DG (D4 and D5), Brasília Belt – BB (D6), Ribeira Belt – RB (D8), Paranapanema Block (D7).

of the basin (Milani, 1997) represented by the isopachs of the Rio Ivaí Supersequence (Fig. 10B). According to Heilbron et al. (2000) the far-field effects of the Oclöyic orogeny (Late Ordovician) and consequent changes in stress field have reactivated the NE-SW structures. Milani et al. (1995) claim that the Rio Ivaí depocenters originated from the transtensional reactivations of pre-existing Precambrian fabrics to form the small strike-slip basins, thus explaining some of the Três Lagoas basalt (Milani, 1997) while the crustal discontinuities related to the Brazilian orogenic belts beneath the basin accommodated the

depocenters of this supersequence (Heilbron et al., 2000).

In the Silurian, the tension fields were attenuated, as indicated by low subsidence rates and erosion in the sedimentary sequences of the basin (Milani and Ramos, 1998). In the Devonian (Paraná Supersequence; Figured 10C) and Carboniferous-Permian (Gondwana I Supersequence; Fig. 10D), the observed initial sag phases are caused by the flexural subsidence of the lithosphere (Milani et al., 2007). According to Milani and Ramos (1998) these phases also coincide with the accretion of Chilenia (Emsiano – Givetiano) and Patagonia (Late



[ Fig. 2.9 ]

**Fig. 9.** Crustal thickness map (A) based on Assumpção et al. (2013), Pavão (2014) and Bernardes (2015), and major fault zones map (B) based on Almeida (1984; red lines), Zalán (1987; blue lines), Sadowski and Campanha (2004; black lines), Curto et al. (2015; green lines). APTS: Alto Paraguay Thrust Systems, MSTs: Minas-Goiás and Serra de São Domingos Thrust Systems. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

[ Tab. 1.1 ]

**Table 1**

Diagram of the main directions of the geophysical lineaments at different depths and correlation with the main faults and strike-slip systems (SS). D = Domains.

Rose diagram	Interpretation			
	Shallow zone	Intermediate zone	Deep zone	
D1				NE-SW trend – GCFZ and BF; E-W trend – Neotectonic SS.
D2				NE-SW trend – SNFZ and TBL; NW-SE trend – GFZ and SGCFZ; E-W trend – CF.
D3				NE-SW trend – TBL; NW-SE trend – GFZ, SGCFZ and CACMFZ; E-W trend – CF and MGL.
D4				NW-SE trend – Campo do Meio SS; E-W trend – Neotectonic SS; NE-SW trend – Transbrasiliano SS and Paraíba do Sul SS.
D5				NW-SE trend – GF; E-W trend – Neotectonic SS; NE-SW trend – Paraíba do Sul SS.
D6				NW-SE trend – Campo do Meio SS; E-W trend – Neotectonic SS.
D7				NW-SE trend – GFZ and SGCFZ; NE-SW trend – Paraíba do Sul SS; E-W trend – Neotectonic SS.
D8				NW-SE trend – GFZ and SGCFZ; NE-SW trend – ISZ and JSZ; E-W trend – SSL and MGL.

Permian) terranes in the Western Gondwana, indicating that the transpressional stresses and the flexural load played an important role on controlling the formations of intracratonic sedimentary basins inside Gondwana (Ramos et al., 1986, 2014).

From the Triassic up to the Late Jurassic, a high heat flow in the central region of the basin originated the thermal uplift stage within the Western Gondwana, where NW-SE trending structures were reactivated giving rise to the Ponta Grossa Arch (Strugale et al., 2007), event followed by the Early Cretaceous intracontinental magmatism. This preferred direction served as conduit for the basaltic volcanisms of the Serra Geral Formation (Zalán et al., 1987; Milani, 2004; Milani et al.,

2007). Associated with such structuration, the NE-SW directions were reactivated again under the transtensional regime ( $\sigma_3$ ) in the BB and RB regions, serving as conduit for the diabase dikes in the northeastern region of the basin (Almeida, 1986; Strugale et al., 2007). The relationship between the framework inside the basin and the basaltic lava flows associated with the Serra Geral Formation (Gondwana III Supersequence) is evident in the NW-SE and NE-SW lineaments (Fig. 10E).

This magmatism represents one of the Large Igneous Provinces (LIPs) of the world, being interpreted as the action of either a Superplume or sets of Superplumes (Almeida et al., 2012) that occurred between the Late Jurassic and Early Cretaceous (Rocha-Campos et al.,

**Table 2**  
Description and interpretation of magnetic and Bouguer anomalies at different depths. D = Domains.

	Magnetic Anomaly (MA) and Bouguer Anomaly (BA)	Intermediate zone	Deep zone	Possible origin
		Shallow zone		
D1	NE-SW magnetic anomaly. Regional gravity high. -62.2 < MA > 69.6 nT -10.8 < BA > 22 mGal	Regional magnetic low in the northern part of the domain. Regional gravity high. Circular anomalies with gravity low close to BF. -72.8 < MA > 18.5 nT -11.4 < BA > 6.4 mGal	Regional magnetic low in the northern part of the domain. Regional gravity high. Circular anomalies with gravity low close to CGFZ and BF. -110.1 < MA > 1.2 nT -32.3 < BA > 0.5 mGal	Paraguay Belt (Tocantins System)
D2	Regional magnetic and gravity low. High frequency magnetic and gravity anomalies in the eastern part of the domain. -44.3 < MA > 71 nT -6.7 < BA > 16 mGal	NE-SW magnetic anomalies that are folded to E-W. Circular anomalies with magnetic low close to the SNFZ. -25 < MA > 35.3 nT -11.3 < BA > 1.1 mGal	Regional magnetic and gravity low. Circular anomalies with magnetic and gravity low close to the SNFZ. -35.4 < MA > 20 nT -35.2 < BA > -10.9 mGal	Araguaia Belt (Tocantins System)
D3	NW-SE magnetic anomalies of high frequency. NE-SW trend of gravity low separated by two gravity high, close to the TBL (F1). -50 < MA > 73.2 nT -10.3 < BA > 20.8 mGal	E-W and NW-SW trend with magnetic highs. NE-SW trend of gravity low separated by two gravity high, close to the TBL (F1). -55.7 < MA > 42.8 nT -11.4 < BA > 1.5 mGal	NE-SW trend of gravity low separated by two gravity high, close to the TBL (F1). -36.6 < MA > 10.6 nT -37.3 < BA > -14.5 mGal	Graben region within Araguaia Belt (Tocantins System)
D4	Regional gravity low. NW-SE trend gravity anomalies. NW-SE and E-W high frequency magnetic anomalies. -613.6 < MA > 1335 nT -13.4 < BA > 26.5 mGal	NW-SE trend of gravity low separated by two gravity high, in the northwestern part of the domain. NW-SE and E-W magnetic highs. Circular anomalies with magnetic and gravity highs close to the TBL (F1) and GF. -76.6 < MA > 144.1 nT -12.4 < BA > 3.1 mGal	NW-SE trend of gravity low separated by two gravity high, in the northwestern part of the domain. Circular anomalies with magnetic and gravity highs close to the TBL (F1) and GF. -42.1 < MA > 13.2 nT -36.5 < BA > -16.7 mGal	Region affected by the Goiânia Flexure – Goiano Domain – Brasília Belt (Tocantins System)
D5	Regional gravity high. NW-SE gravity high. NW-SE and E-W high frequency magnetic anomalies. -188.2 < MA > 119.4 nT -10.5 < BA > 12.8 mGal	Regional magnetic and gravity high. NW-SE gravity high. Circular anomalies with magnetic and gravity high close to the GF. -56.3 < MA > 60 nT -13.1 < BA > 1.8 mGal	Regional gravity high. NW-SE gravity high. NW-SE and E-W magnetic high. -70.7 < MA > -2.3 nT -40.7 < BA > -11.8 mGal	Goiano Domain - Brasília Belt (Tocantins System)
D6	NW-SE high frequency magnetic anomalies. Circular anomalies with gravity high to the northeastern part of the domain. Regional gravity low. -137.5 < MA > 126 nT -24.1 < BA > 12.1 mGal	Regional magnetic and gravity low. Circular anomalies with magnetic and gravity high to the northeastern part of the domain and close to the GF. -64.5 < MA > 50.2 nT -17.7 < BA > -1 mGal	Regional magnetic and gravity low. Circular anomalies with magnetic high to the northeastern part of the domain and close to the GF. -77.3 < MA > 13.6 nT -55.8 < BA > -22.9 mGal	Brasília Belt (Tocantins System)
D7	Regional gravity high. NW-SE high frequency magnetic anomalies close to the GFZ and SGCF. -103.1 < MA > 67.2 nT -5.1 < BA > 14.9 mGal	Regional magnetic and gravity high. NW-SE e E-W trend magnetic high close to the GFZ and SGCF. -75.2 < MA > 17.4 nT -10.8 < BA > 1.6 mGal	Regional magnetic and gravity high. NW-SE trend magnetic high close to the SGCF. -40.8 < MA > 0.5 nT -36.2 < BA > -14.5 mGal	Parapanama Block

(continued on next page)

Table 2 (continued)

Magnetic Anomaly (MA) and Bouguer Anomaly (BA)		Possible origin		
Shallow zone	Intermediate zone	Deep zone		
D8	<p>Regional magnetic low. Circular anomalies with gravity high close to the GFZ and JSZ.</p> <p>NW-SE and E-W high frequency magnetic anomalies.</p> <p>NE-SW magnetic highs to the northeastern part of the domain.</p> <p>–109.8 &lt; MA &gt; 107.7 nT –14.6 &lt; BA &gt; 15.4 mGal</p>	<p>Regional gravity low. Circular anomalies with magnetic and gravity low close to the GFZ</p> <p>NE-SW and NW-SE magnetic highs.</p> <p>–51.7 &lt; MA &gt; 50 nT –15.9 &lt; BA &gt; 3.3 mGal</p>	<p>Regional gravity low. Circular anomalies with magnetic and gravity high close to the GFZ and JSZ.</p> <p>NE-SW and NW-SE magnetic highs.</p> <p>–51.7 &lt; MA &gt; 26.2 nT –42.7 &lt; BA &gt; –17.6 mGal</p>	Ribeira Belt (Mantiqueira System)

1988). Also, the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dates and paleomagnetic data indicate that the main phase of volcanic activity occurred in the short period between 130 and 135 Ma. The Paraná Basin spills present decreasing ages, from  $137.8 \pm 0.7$  Ma for the base layers of the basaltic lava package, and up to  $126.8 \pm 2.0$  Ma at the top of the sequence (Renne et al., 1992; Turner et al., 1994; Mizusaki et al., 1998). According to Almeida et al. (2012) the magmatic activity migrated from south to north and recorded a chronological relationship with the intrusions of the dike swarms of the Ponta Grossa Arch ( $134.1 \pm 1.3$  to  $130.5 \pm 2.8$  Ma), Serra do Mar ( $133, 3 \pm 1.7$  to  $129.4 \pm 0.6$  Ma), and Florianópolis (129–119 Ma).

The spills are essentially sub-horizontal, with an average slope of  $5^\circ$ , or smaller, toward the center of the Paraná Basin while being based on the eolic sandstones of the Botucatu Formation (Milani et al., 2007). In the northern and northeastern part of the basin the spills transgress on the pre-Cambrian basement, settling directly on metamorphic rocks (Almeida et al., 2012). The most significant dike swarm is the swarm of the Ponta Grossa Arch, being predominantly in the NW direction and some in the NE direction, whose dikes extend from the region of the Atlantic coast to the limit of the spills, cutting both the crystalline basement and the sedimentary rocks and the effusive ones (Almeida, 1986; Milani and Ramos, 1998).

In the Late Cretaceous, thermal subsidence occurred in the basin due to load and cooling of the basaltic flooding and deposition of the Baurú Supersequence (Milani et al., 2007). Arches, flexures, crustal thinning, and alkaline magmatism were formed on the edge (Ulbrich and Gomes, 1981; Lagorio, 2008; Marangoni and Mantovani, 2013) and within the basin (Fig. 10F). During the opening stage of the South Atlantic Ocean (134–114 Ma), the stretching of the continental crust (Zalán and Oliveira, 2005; Evain et al., 2015) resulted in abrupt crustal thinning of the crust from a thickness of approximately 40 km to values smaller than 15 km (Evain et al., 2015). According to King and Anderson (1998) and Bernardes (2015), the large lateral thickness variation probably favored the formation of small and localized edge-driven convection cells that weakened and promoted lateral delamination of part of the mantle lithosphere and the lower crust in the regions of the Brazilian orogenic belts. The delamination of part of the lithosphere (including the lower crust) was responsible for the regional thermal anomaly and asthenosphere rise (Bernardes, 2015) that originated alkaline magmatism and regional elevation of the Late Cretaceous between 90 and 66 Ma (Zalán and Oliveira, 2005).

In the Neogene, the E-W directions are interpreted as Neotectonic Strike-Slip System, with transpressive and transtractive components connected to the opening phase of the South Atlantic Ocean (Riccomini, 2008; Hasui, 2010; Pereira et al., 2012), forming the dextral binaries (Fig. 10F; Hasui, 1990; Hasui and Costa, 1996; Riccomini, 1995a, b). Riccomini and Assumpção (1999) analysed the maximum horizontal stress model of the South American plate and reported the existence of a roughly E-W to ESE-WNW oriented regional compressive stress field in the southeastern Brazil while associating these stress directions with Neotectonic faults. Brunetto et al. (2017) also analysed the stress fields in the Rio de La Plata Craton (Uruguay and eastern Argentina) and confirmed that presence of E-W structures are strongly influenced by far-field stresses generated in the South American plate margins and rotation of the maximum compressive axes to the growing influence eastern of the Mid-Atlantic Ridge.

## 7. Conclusions

The magnetic and gravity data were be effective for studying the tectonic framework of the Paraná basin. Results from Matched-filter technique associated with enhancement filters, such as the Total Horizontal Gradient and the Tilt Derivative of the Total Horizontal Gradient allowed to unveil the continuity of the large fault systems and the edges of the tectonic domains (Parapanema Block, Goiano Domain and the Paraguay, Brasília and Ribeira Belts) related to the

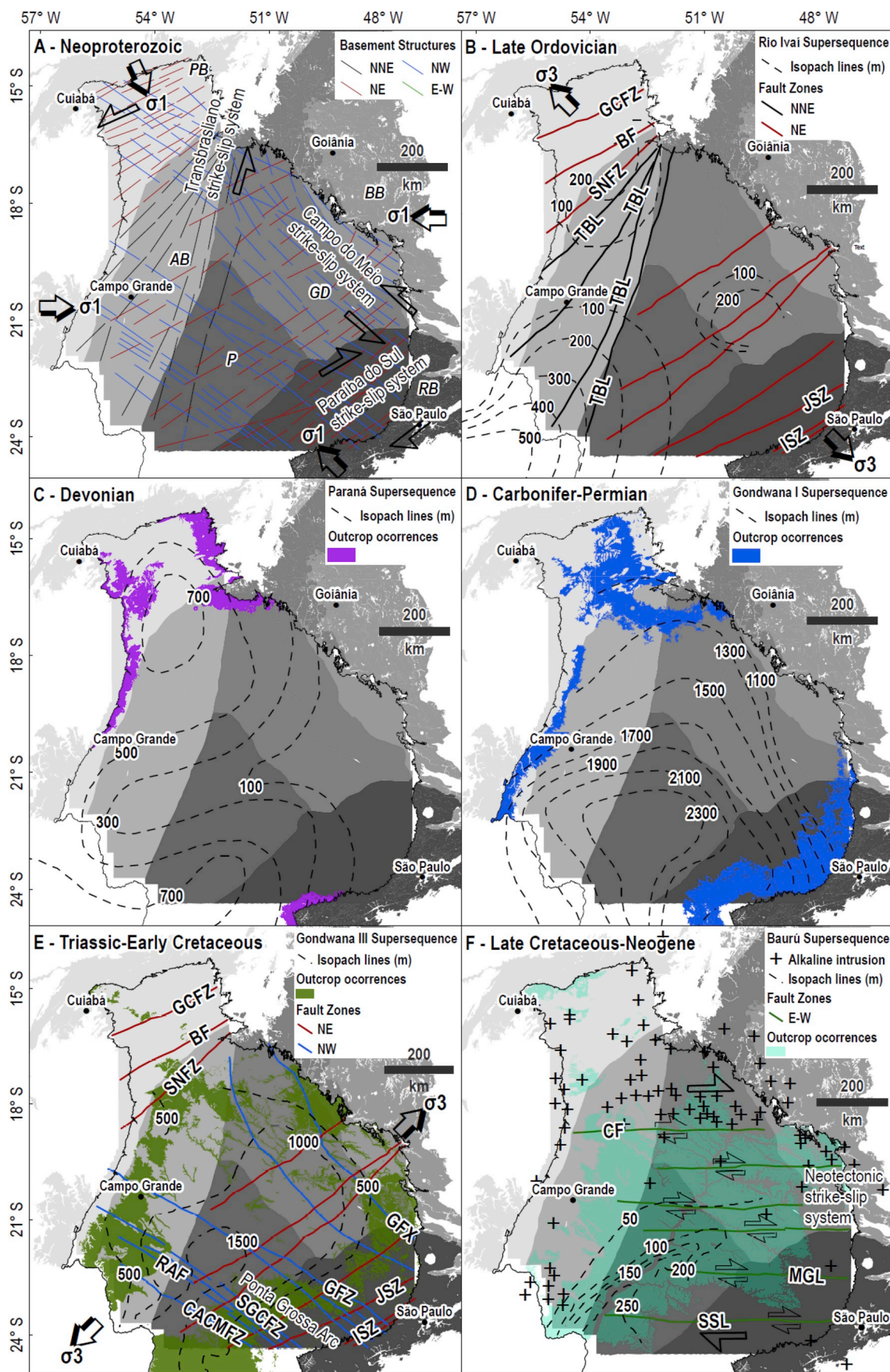
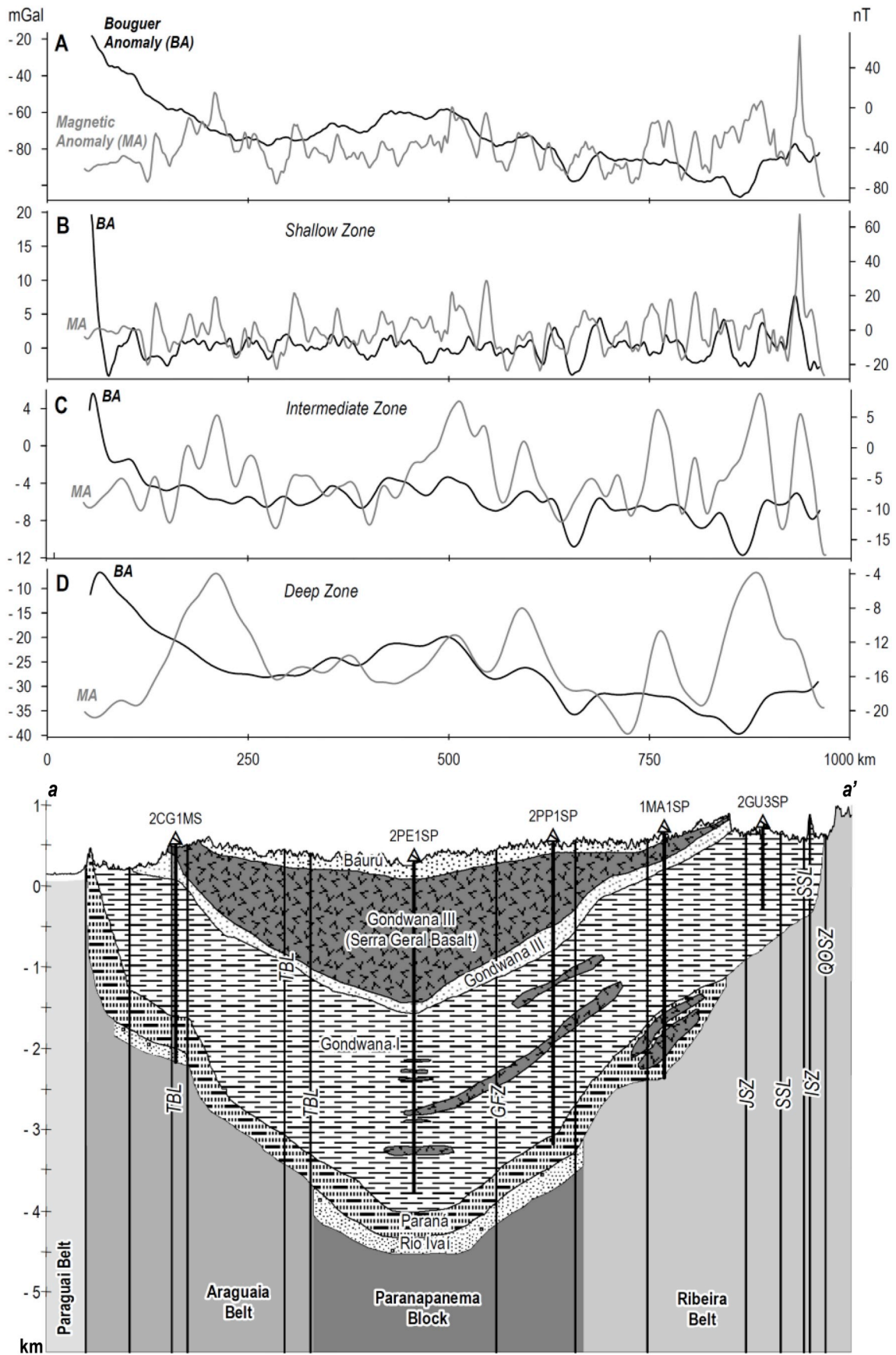


Fig. 10. Tectonic and sedimentary evolution of the Paraná Basin. [ Fig. 2.10 ]



(caption on next page)

[ Fig. 2.11 ]

**Fig. 11.** Geological profile a-a' (located in Fig. 1) showing the Reduced-to-pole Magnetic Anomaly and Bouguer Anomaly at different depths (A, B, C, D), basement edges and Paraná Basin supersequences. Elaborated from the interpretation of the Matched-Filter (Shallow, Intermediate and Deep Zones), stratigraphic bore holes and isopachs. The main geological faults are related to geophysical highs or lows. The long wavelength anomalies mark the borders between the Paranapanema Block and the Araguaia Belts, Paraguay (Western) and Ribeira (Eastern). (GFZ – Guapiara Fault Zone, ISZ – Ipirauá Shear Zone, JSZ – Jacutinga Shear Zone, QOSZ – Quatro-Oitavo Shear Zone, SSL – São Sebastião Lineament, TBL – Transbrasiliiano Lineament).

basement of the Paraná Basin at different crustal depths (shallow, intermediate, and deep zones).

The Matched-filter method showed to be an excellent tool to investigate the basement of the sedimentary basins with large basaltic lava flows, mainly with magnetic data. Deep product does not present short wavelengths anomalies related to the flood basalts. Such anomalies are clearly observed in the shallower magnetic product (shallow zone).

The geophysical lineaments at different depths were correlated with four Brasilianos Strike-slip Systems: (i) in the Western region, NNE-SSW and NE-SW structures were interpreted as continuity of the regional trend for the BF, GCFZ, SNFZ, and TBL pertaining to the Transbrasiliiano Strike-slip System; (ii) in the Northeastern region, the NW-SE lineaments were associated with the continuity of the regional GF trend related to the Campo do Meio Strike-slip System; (iii) in the Eastern region, the NE-SW lineaments are correlated with the regional trend of the ISZ and JSZ pertaining to the Paraíba do Sul Strike-slip System; and (iv) the E-W structures are correlated with the regional CL and SSL trends from the Neotectonic Strike-slip System (Fig. 10).

The geophysical domains (8G, H, I) were grouped according to the Brasilianos Orogenic Systems: (i) Paraguay Belt (D1), Araguaia Belt (D2), and the graben region of the Araguaia (D3), Goiano Domain Belts affected by the Goiânia Flexure (D4), Goiano Domain (D5), and Brasília Belt (D6) all pertaining to the Tocantins System; (ii) Ribeira Belt (D8) pertaining to the Mantiqueira System; and (iii) Paranapanema Block (D7).

In the Goiano Domain and in the Araguaia, Paraguay, Brasília, and Ribeira Belts, anomalies associated with the Brazilian alkaline provinces (Poxoréu, Goiás, Alto Paranaíba, and Ponta Grossa) and the eastern part of Paraguay (Amambay) were observed in the Paraná Basin. After applying of the Reduction-to-pole filter, these anomalies inverted the polarity and were not centralized, indicating a remanent magnetization characteristic of the alkaline intrusions (Dutra et al., 2012; Marangoni and Mantovani, 2013) that outcrops in Brazil and Paraguay Alkaline Provinces located on the edges of the Paraná Basin (Almeida et al., 1977, 1981; Ulbrich and Gomes, 1981; Lagorio, 2008).

The occurrences of alkaline igneous bodies are restricted to the domains related to orogenic belts and in the intersection zones of the structures (Fig. 8).

A geological profile a-a' in Fig. 1 was elaborated based on the interpretation of the Matched-Filter (Shallow, Intermediate and Deep Zones) results, stratigraphic bore holes (2CG1MS, 2PE1SP, 2PP1SP, 1MA1SP, and 2GU3SP) and supersequence isopachs (Milani and Ramos, 1998). In the profiling, the main geological faults (GFZ, ISZ, JSZ, QOSZ, SSL, and TBL) are related to geophysical highs or lows, and long wavelength anomalies mark the edges between the Paranapanema Block and the Araguaia, Paraguay and Ribeira Belts. The domains pertaining to the belts are more structured (greater amount of faults) than that related to the cratonic region. The TBL, ISZ and QOSZ structures (with NE-SW trend) are responsible for the morphotectonic control (higher topographic elevation) and exposing of the Paraná and Gondwana I Supersequences (Fig. 11). In the central region of the profile a-a' there is a high Bouguer anomaly that is possibly associated with the mafic underplating below the basaltic spills in the Paranapanema Block (Bernardes, 2015). The mechanism created an increased crustal density associated with the hidden mass of the magmatism, so that the melting basaltic material is emplaced partly as flood basalt at the top of the crust and whereas the dense material is emplaced in the mid-lower crust as sills, with enter into the cracks or at the bottom of the crust,

increasing the total crustal volume (Mariani et al., 2013).

It is possible to observe that the NNE-SSW, NE-SW and NW-SE trending lineaments close to the border between the Paranapanema Block and the Araguaia, Paraguay, Brasília, Ribeira Belts are associated with the suture zones observed between these terranes (Fig. 8D, E, F).

## Acknowledgements

Thank are due to the Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis for providing the aerogeophysical data. We also thank the Universidade de Brasília for the infrastructure for this research. This study was partially financed by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), Brazil, under Finance Code 001. Our paper has been greatly improved by the constructive comments from two anonymous reviewers. The authors also thank Elton L. Dantas for his contributions and for being a member of the qualifying committee of the first author.

## References

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., 1977. Províncias Estruturais brasileiras. In: Atas do VII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande. Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), Brazil, pp. 363–391.
- Almeida, F.F.M., Melo, M.S., 1981. Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozoico. In: Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Poncano, W.L., Dantas, A.S.L., Melo, M.S., Bistrichi, C.A. (Eds.), Mapa geológico do Estado de São Paulo escala 1:500000, texto explicativo. Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), Brazil, pp. 46–69.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y. (Eds.), 1984. O Pré-cambriano do Brasil. Edgar Blucher Ltda, Brazil, pp. 378.
- Almeida, F.F.M., 1986. Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. Rev. Bras. Geociências 16 (4), 325–349.
- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. Earth Sci. Rev. 50 (1), 77–111. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00072-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00072-0).
- Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R., Bartorelli, A., 2012. Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. In: Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M., Bartorelli, A. (Eds.), Geologia do Brasil. Beça, Brazil, pp. 430–452.
- Astini, R.A., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E., Canas, F.L., 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. In: Actas Congreso Geológico Argentino y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 13/3, vol. 5. AGA/IAPG, Buenos Aires, Argentina, pp. 293–324.
- Assumpção, M., Bianchi, M., Julià, J., Dias, F.L., França, G.S., Nascimento, R., Drouet, S., Pavão, C.G., Albuquerque, D.F., Lopes, A.E.V., 2013. Crustal thickness map of Brazil: data compilation and main features. J. S. Am. Earth Sci. 43, 74–85. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.009>.
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. Geophysics 22 (2), 359–382. <https://doi.org/10.1190/1.1438369>.
- Baranov, V., Naudy, H., 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. Geophysics 29 (1), 67–79. <https://doi.org/10.1190/1.1439334>.
- Blakely, R.J., 1996. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University Press, United Kingdom, pp. 117.
- Bernardes, R.B., 2015. Modelo de Velocidade Sísmica de Ondas P da Crosta e Manto Superior ao Longo do Perfil PABBRICE, Estado de São Paulo. M. Sc. Thesis. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brazil, pp. 92. <https://doi.org/10.26512/2015.12.D.20299>.
- Brito Neves, B.B., Cordani, A., Thomaz Filho, A., 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brasil. J. Geodyn. 1, 495–510. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(84\)90021-8](https://doi.org/10.1016/0264-3707(84)90021-8).
- Brunetto, E., Sobrero, F.S., Gimenez, M.E., 2017. Quaternary deformation and stress field in the Rio de la Plata craton (southeastern south America). J. S. Am. Earth Sci. 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.04.010>.
- Cordani, U.G., Brito-Neves, B.B., Fuck, R.A., Porto, R., Thomaz Filho, A., Cunha, F.M.B. da, 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Cienc. Tec. Pet. Secao Exploracao Pet. 15, 1–70.
- Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., Filho, A.T., 2009. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (atualização). Bol. Geociências Petróbras 17 (1), 205–219.
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Araújo, C.E.G. de, Basei, M.A.S., Fuck, R.A., Girardi, V.A.V., 2013a. Was there an Ediacaran Clymene ocean in central south American?

- Am. J. Sci. 303, 517–539. <https://doi.org/10.2475/06.2013.01>.
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Araujo, C.E.G. de, Fuck, R.A., 2013b. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for amalgamation of West Gondwana. *Braz. J. Genet.* 43 (3), 583–597. <https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000300012>.
- Cordell, L., Grauch, V.J.S., 1985. Mapping basement magnetization zone from aeromagnetic data in the San Juan basin Mexico. In: In: Hinze, W.M. (Ed.), *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps*, vol. 16. pp. 181–197. <https://doi.org/10.1190/1.0931830346.ch16>.
- Cowan, D.R., Cowan, S., 1993. Separation filtering applied to aeromagnetic data. *Explor. Geophys.* 24 (3–4), 429–436. <https://doi.org/10.1071/EG993429>.
- Curto, J.B., Vidotti, R.M., Fuck, R.A., Blakely, R.J., Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L., 2014. The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 119 (3), 1544–1562. <https://doi.org/10.1002/2013JB010593>.
- Curto, J.B., Vidotti, R.M., Blakely, R.J., Fuck, R.A., 2015. Crustal framework of the northwest Paraná Basin, Brazil: insights from joint modeling of magnetic and gravity data. *Tectonophysics* 655, 58–72. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.011>.
- Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.A., Pedreira, A.J., Guimaraes, J.T., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, L.P., Filho, J.V.L., Valente, C.R., Perrotta, M.M., Heineck, C.A., 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Brazil, V, pp. 277–334.
- Dutra, A.C., Marangoni, Y.R., Junqueira-Brod, T.C., 2012. Investigation of the Goiás alkaline province, Central Brazil: application of gravity and magnetic methods. *J. S. Am. Earth Sci.* 33 (1), 43–55. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.06.004>.
- Evain, M., Afilhado, A., Rigotti, C., Loureiro, A., Alves, D., Klingelhofer, F., Schnurle, P., Feld, A., Fuck, R., Soares, J., Vinicius de Lima, M., Corela, C., Matias, L., Benabdellouahed, M., Baltzer, A., Rabineau, M., Viana, A., Moulin, M., Aslanian, D., 2015. Deep structure of the santos basin-são Paulo plateau system, SE Brazil. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 120 (8), 5401–5431. <https://doi.org/10.1002/2014JB011561>.
- Ferreira, F.J., de Souza, J., Bongiolo, A.B.S., de Castro, L.G., 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics* 78 (3), J33–J41. <https://doi.org/10.1190/geo2011-0441.1>.
- Geosoft, 2015. MAGMAP Filtering Guided Learning Path: Defining and Applying Filters and Inverse FFT in MAGMAP. Geosoft Inc online material. <https://my.geosoft.com/Landing?ReturnUrl=%2f>.
- Geosoft, 2018. Oasis Montaj Learning Path: Gridding Using the Bi-directional Gridding Method. Geosoft Inc online material. <https://my.geosoft.com/Landing?ReturnUrl=%2f>.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Weska, R.K., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., 1997. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.* 126 (3), 303–314. <https://doi.org/10.1007/s004100050252>.
- Grant, F.S., Dodds, J., 1972. MAGMAP FFT Processing System Development Notes. Paterson Grant and Watson Limited, pp. 230.
- Grauch, V.J.S., Cordell, L., 1987. Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity. *Geophysics* 52 (1), 118–121. <https://doi.org/10.1190/1.1442236>.
- Hasui, Y., 1990. Neotectônica resurgente no Brasil. In: *Workshop sobre neotectônica do sudeste do Brasil*, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), vol. 1. Belo Horizonte, Brazil, pp. 1–31.
- Hasui, Y., Costa, J.B.S., 1996. Evolução geológica da Amazônia. In: *V Simpósio de Geologia da Amazônia*, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), Belém, Brazil, pp. 31–34.
- Hasui, Y., 2010. A Grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste Brasileiro e a Estruturação Regional. *Geociências* 29 (2), 141–169. Universidade Estadual Paulista (UNESP). <http://hdl.handle.net/11449/71882>.
- Hasui, Y., 2012a. Sistema orogênico Tocantins. In: Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M., Bartorelli, A. (Eds.), *Geologia do Brasil*. Beca, Brazil, pp. 289–325.
- Hasui, Y., 2012b. Sistema orogênico Mantiqueira. In: Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M., Bartorelli, A. (Eds.), *Geologia do Brasil*, Beca, Brazil, pp. 331–371.
- Heilbron, M., Mohriak, W.U., Valeriano, C.M., Milani, E.J., Almeida, J., Tupinambá, M., 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: In: Mohriak, W., Talwani, M. (Eds.), *Atlantic Rifts and Continental Margins*, vol. 115. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, pp. 1–32. <https://doi.org/10.1029/GM115p0001>.
- Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmin, F.F., 2017. The São Francisco craton and its margins. In: In: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmin, F.F. (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*, vol. 2. Springer, Switzerland, pp. 3–14.
- Hinze, W.J., Von Frese, R.R.B., Saad, A.H., 2013. *Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices, and Applications*. Cambridge University Press, United Kingdom, pp. 502.
- Isles, D.J., Rankin, L.R., 2013. *Geological Interpretation of Aeromagnetic Data*. The Australian Society of Exploration Geophysicists, Australia, pp. 351.
- King, S.D., Anderson, D.L., 1998. Edge-driven convection. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160 (3–4), 289–296. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00089-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00089-2).
- Lagorio, S.L., 2008. Early Cretaceous alkaline volcanism of the sierra Chica de Córdoba (Argentina): mineralogy, geochemistry and petrogenesis. *J. S. Am. Earth Sci.* 26 (2), 152–171. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.05.003>.
- LASA, 2010a. Aerolevantamento Gravimétrico: relatório final de aquisição e processamento de dados da Bacia do Paraná. LASA Engenharia e Prospecção S.A., Brazil, pp. 98.
- LASA, 2010b. Aerolevantamento Magnetométrico: relatório final de aquisição e processamento de dados da Bacia do Paraná. LASA Engenharia e Prospecção S.A., Brazil, pp. 73.
- Li, X., 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics* 71 (2), 13–16. <https://doi.org/10.1190/1.2184367>.
- Marangoni, Y.R., Mantovani, M.S.M., 2013. Geophysical signatures of the alkaline intrusions bordering the Paraná Basin. *J. S. Am. Earth Sci.* 41, 83–98. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.08.004>.
- Mariani, P., Braitenberg, C., Ussami, N., 2013. Explaining the thick crust in Paraná basin, Brazil, with satellite GOCE gravity observations. *J. S. Am. Earth Sci.* 45, 209–223. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.008>.
- Milani, E.J., Assine, M.L., Soares, P.C., Daemon, R.F., 1995. A sequência ordoviciano-siluriana da Bacia do Paraná. *Bol. Geociências Petrobras* 9 (2/4), 301–320.
- Milani, E.J., Ramos, V.A., 1998. Orogenias paleozóicas no domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geologia* 28 (4), 473–484.
- Milani, E.J., Thomaz Filho, A., 2000. Sedimentary basins of south America. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Brazil, pp. 389–449.
- Milani, E.J., 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-americano*, Beca, Brazil, pp. 265–280.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G. de, Souza, P.A. de, Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. *Bol. Geociências Petrobras* 15 (2), 265–287.
- Milani, E.J., De Wit, M.J., 2008. Correlations between the classic Paraná and Cape-Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. In: In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*, vol. 294. Geological Society, London, Special Publications, pp. 319–342. 1. <https://doi.org/10.1144/SP294.17>.
- Miller, H.G., Singh, V., 1994. Potential field tilt - a new concept for location of potential field sources. *J. Appl. Geophys.* 32 (1–2), 213–217. [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(94\)90022-1](https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90022-1).
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz Filho, A., de Cesero, P., 1998. Ages of the magmatism and the opening of the south Atlantic Ocean. *Pesqui. em Geociências* 25 (2), 47–57. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21166>.
- Mohriak, W., 2014. Birth and development of continental margin basins: Analogies from the south Atlantic, north Atlantic, and the red sea. In: *4th Conjugate Margins Conference in Halifax and the 13th African Conference*, Houston, United States of America. AAPG Datapages Search and Discovery.
- Morgan, W.J., 1983. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. In: In: Morgan, P., Baker, B.H. (Eds.), *Developments in Geotectonics*, vol. 19. pp. 123–139. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42198-2.50015-8>.
- O'Connor, J.M., Duncan, R.A., 1990. Evolution of the walvis Ridge-Rio grande rise hot spot system: implications for African and south American plate motions over plumes. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 95 (B11), 17475–17502. <https://doi.org/10.1029/JB095iB11p17475>.
- Pavão, C.G., 2014. Avaliação de Metodologias de Interpolação Espacial para Dados Geofísicos de Espessura Crustal do Brasil. Ph. D. Thesis. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brazil 130 p. <http://repositorio.unb.br/handle/10482/16333>.
- Padilha, A.L., Vitorello, I., Antunes, C.E., Pádua, M.B., 2015. Imaging three-dimensional crustal conductivity structures reflecting continental flood basalts effects hidden beneath thick intracratonic basin. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 120 (7), 4702–4719. <https://doi.org/10.1002/2014JB011657>.
- Peate, D.W., 1997. The Paraná-Etendeka province. In: Mahoney, J.J., Coffin, M.F. (Eds.), *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planet Food Vulcanism*. American Geophysical Union, pp. 217–245.
- Pereira, E., Carneiro, C.D.R., Bergamaschi, S., Almeida, F.D., 2012. Evolução das Sinéclises Paleozóicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M., Bartorelli, A. (Eds.), *Geologia do Brasil*. Beca, Brazil, pp. 374–394.
- Phillips, J.D., 2001. Tools and techniques for the application of high resolution Aeromagnetic surveys to engineering problems. In: *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2001*. Environment and Engineering Geophysical Society, pp. 1–22. <https://doi.org/10.4133/1.2922846>.
- Pimentel, M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology* 20 (4), 375–379. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2).
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M., 2000. The basement of the Brasília fold belt and the Goiás magmatic arc. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Proceedings of the 31st International Geological Congress on The Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 195–229.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J.M., Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Am. Geophys. Union* 5 (6), 855–880. *Tectonics*. <https://doi.org/10.1029/TC005i006p00855>.
- Ramos, V.A., Allmendinger, R.W., 1990. *Field Guide to Geology of the Central Andes (31°–33° S)*. International Union of Geological Sciences, Universidad de Buenos Aires, Argentina, pp. 68.
- Ramos, V.A., Vujovich, G.I., 1993. Alternativas de la evolución del borde Occidental de America del Sur durante el Proterozoico. *Rev. Bras. Geociências* 23 (3), 194–200.



- Ramos, V.A., Litvak, V.D., Folguera, A., Spagnuolo, M., 2014. An Andean tectonic cycle: from crustal thickening to extension in a thin crust (34–37 SL). *Geosci. Front.* 5 (3), 351–367. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.12.009>.
- Reeves, C., 2005. *Aeromagnetic Surveys: Principles, Practices and Interpretation*. Geosoft, Canada, pp. 155.
- Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prévot, M., Perrin, M., 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science* 258 (5084), 975–979. <https://doi.org/10.1126/science.258.5084.975>.
- Riccomini, C., 1995a. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondwânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. Ph. D. Thesis. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil, pp. 100.
- Riccomini, C., 1995b. Padrão de fraturamento do Maciço Alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica mesozoica-cenozóica do sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geociências* 25 (2), 79–84.
- Riccomini, C., Assumpção, M., 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes* 22, 221–225.
- Riccomini, C., 2008. Rapid changes of stress-field in the passive continental margin of southeastern Brazil. In: Abstracts, 33rd International Geological Congress, Oslo, Norway, vol. 1345083.
- Rocha-Campos, A.C., Cordani, U.G., Kawshita, K., Sonoki, H.M., Sonoki, I.K., 1988. Age of the Paraná flood volcanism. In: Piccirillo, E.M., Melfi, A.J. (Eds.), *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. Inst. Mineral. Petrogr. Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, pp. 25–45.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A., Nutman, A.P., Keiman, L.E., Varela, R., Llambias, E., Canile, F.M., Rosa, O. de C.R. da, 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U–Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Res.* 19 (2), 509–523. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.07.003>.
- Sadowski, G.R., Campanha, G.A.C., 2004. Grandes falhas no Brasil continental. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-americano*, Beca, Brazil, pp. 407–421.
- Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., 2003. Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Programa levantamentos geológicos Básicos do Brasil. In: In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, vol. 35 Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Brazil CD-ROMs).
- Soares, P.C., 1992. Tectônica Sinsedimentar Cíclica Na Bacia Do Paraná - Controles. Ph.D thesis. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brazil, pp. 131.
- Soares, P.C., Landim, P.M.B., Fulfaro, V.J., 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89 (2), 181–191. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<181:TCASSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<181:TCASSI>2.0.CO;2).
- Spector, A., Grant, F.S., 1970. Statistical methods for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35 (2), 293–302. <https://doi.org/10.1190/1.1440092>.
- Spector, A., Parker, W., 1979. Computer compilation and interpretation of geophysical data. In: In: Hood, P.J. (Ed.), *Geophysics and Geochemistry in the Search for Metallic Ores: Geological Survey of Canada, Economic Geology Report*, vol. 31. pp. 527–544.
- Strugale, M., Rostirolla, S.P., Mancini, F., Portela Filho, C.V., Ferreira, F.J.F., Freitas, R.C. de, 2007. Structural framework and mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 24 (2–4), 203–227. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.05.003>.
- Syberg, F.J.R., 1972. A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields. *Geophys. Prospect.* 20 (1), 47–75. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1972.tb00619.x>.
- Thompson, R.N., Gibson, S.A., 1991. Subcontinental mantle plumes, hotspots and pre-existing thinspots. *J. Geol. Soc.* 148 (6), 973–977. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.6.0973>.
- Thurston, J.B., Smith, R.S., 1997. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI (TM) method. *Geophysics* 62 (3), 807–813. <https://doi.org/10.1190/1.1444190>.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121 (3–4), 333–348. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90076-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90076-0).
- Ulbrich, H.H.G.J., Gomes, C.B., 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Sci. Rev.* 17 (1–2), 135–154. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90009-X](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90009-X).
- Verduzco, B., Fairhead, J.D., Green, C.M., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *Lead. Edge* 23 (2), 116–119. <https://doi.org/10.1190/1.1651454>.
- Vidotti, R.M., 1997. Lithospheric Structure beneath the Paraná and Parnaíba Basins, Brazil Form Regional Gravity Analyses. Ph. D. Thesis. The University of Leeds, School of Earth Sciences, Leeds, United Kingdom, pp. 109.
- Vidotti, R.M., Ebinger, C.J., Fairhead, J.D., 1998. Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.* 159 (3–4), 117–132. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00070-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00070-3).
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, C.T., Zanotto, O.A., 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: *Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, Curitiba, Brazil, vol. 1. pp. 441–477.
- Zalán, P.V., 2004. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-americano*, Beca, Brazil, pp. 595–615.
- Zalán, P.V., Oliveira, J.A., 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Bol. Geociências Petrobras* 13 (2), 269–300.

### **3. A BACIA DO PARANÁ E SEU EMBASAMENTO, REVELADOS A PARTIR DA MODELAGEM DIRETA GEOLÓGICA-GEOFÍSICA (ARTIGO 2).**

*THE PARANÁ BASIN AND ITS BASEMENT, INSIGHTS FROM GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL FORWARD MODELING*

#### **Highlights**

- Os dados geológicos e aerogeofísicos revelaram o arcabouço tectônico da porção centro-norte da Bacia do Paraná.
- A sistemática usada na modelagem direta permitiu interpretar os lineamentos e domínios tectônicos em diferentes profundidades litosféricas.
- Modelos evolutivos para a bacia foram construídos a partir da integração dos dados geológicos e geofísicos potenciais (gravimetria e magnetometria).
- O estudo apresenta novas informações relacionadas às propriedades físicas e geometria dos sistemas orogênicos brasileiros e blocos cratônicos na bacia.

## ABSTRACT

A Bacia do Paraná é uma das mais importantes bacias intracratônicas brasileiras, apresentando os principais registros sedimentares do Paleozóico e Mesozóico depositados no interior do Gondwana Ocidental. A evolução sedimentar da bacia é bastante estudada do ponto de vista estratigráfico e sedimentológico, porém existem poucos trabalhos que correlacionam a natureza e a dinâmica do embasamento da bacia com a origem de seus depocentros ao longo do tempo geológico. O arcabouço tectônico da bacia é estudado pela aplicação de métodos indiretos, principalmente dados geofísicos, como gravimetria, magnetometria, magnetotelúrico e sísmica de reflexão e refração. Nos últimos anos a Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis tornou disponíveis dados geofísicos com melhor resolução, em um projeto de fomento à pesquisa das bacias sedimentares brasileiras. Neste contexto foram usados os novos dados geofísicos para apresentar novas contribuições sobre a Bacia do Paraná relacionadas à investigação dos principais domínios litosféricos e dos grandes sistemas de falhas pertencentes ao embasamento da bacia, buscando entender o papel da evolução tectônica do Gondwana Ocidental na origem dos diferentes blocos crustais e nas reativações paleozóicas e mesozóicas das estruturas do embasamento da bacia. Para isso, foram realizadas integrações de dados geológicos (furos estratigráficos, isopacas, dados de campo) e geofísicos (magnetometria e gravimetria), utilizando sistemática de processamento, análise e modelagem direta dos dados ao longo de duas seções estrategicamente escolhidas na Bacia do Paraná, nas quais foram identificados os parâmetros (densidade e susceptibilidade magnética) e limites dos domínios crustais relacionados à Província Tocantins (faixas Paraguai, Araguaia e Brasília), Província Mantiqueira (Faixa Ribeira) e os domínios cratônicos do Bloco Paranapanema, Bloco Rio Apa e Paleocontinente São Francisco, além da localização das extensas falhas pertencentes aos sistemas transcorrente Transbrasiliano, Paraíba do Sul e sistema de emprrrão da Faixa Brasília. Também, são apresentadas as espessuras de 5 km da Faixa Paraguai, 10 km da Faixa Araguaia, 13 km da Faixa Ribeira e 7,5 km para as rochas do núcleo metamórfico e cinturão de dobras e falhas da Faixa Brasília, destacando que esses valores estão restritos à parte centro-norte da bacia. Assim, o trabalho contribui com informações adicionais relacionadas à evolução geotectônica do embasamento da Bacia do Paraná e à importância da integração de dados geológicos e geofísicos aplicados às análises de bacias intracratônicas.

**Palavras-chave:** Bacias intracratônicas; Gondwana Ocidental; magnetometria e gravimetria; Província Tocantins; Província Mantiqueira; Bloco Rio Apa; Bloco Paranapanema.

### 3.1. INTRODUÇÃO

As bacias sedimentares são regiões de subsidência prolongada na superfície da Terra e os mecanismos que as originam estão relacionados aos processos dinâmicos da litosfera e do fluxo mantélico (Allen e Allen, 2013). Para melhor compreender estes processos é necessário investigar o contexto geotectônico que envolve complexa dinâmica entre o embasamento e a bacia sedimentar (Ingersoll, 2012), tais como adelgaçamento crustal, espessamento do manto litosférico, carga vulcânica e sedimentar na bacia, carga tectônica, carga subcrustal, fluxo astenosférico e densificação crustal (Ingersoll, 2012; Allen e Allen, 2013). Os estudos geocientíficos relacionados às análises das bacias sedimentares integram as ferramentas geológicas, geofísicas e computacionais (Allen e Allen, 2013), imprescindíveis para determinar a reconstrução paleotectônica e paleogeográfica das bacias sedimentares (Ingersoll, 2012).

Estudos interdisciplinares que testam e refinam os modelos clássicos que originaram bacias sedimentares foram aplicados à Bacia do Paraná (Figura 3.1) e resultaram nos modelos do embasamento da bacia (Figura 3.2) propostos por Milani e Ramos (1998), Mantovani et al. (2005), Cordani et al. (2009) e Pinto e Vidotti (2019). Nas propostas desses autores são revelados os blocos e faixas orogênicas que estão presentes no embasamento da bacia.

A presença de um bloco cratônico pertencente ao embasamento da Bacia do Paraná foi mencionada a primeira vez por Fyfe e Leonardos Jr. (1974). Soares et al. (1978) inferiram o limite do bloco a partir de dados geológicos regionais do Brasil, e Cordani et al. (1984) contribuíram com informações obtidas de furos estratigráficos profundos que alcançaram o embasamento da bacia.

O primeiro modelo do embasamento que incluiu blocos cratônicos separados por faixas orogênicas brasileiras foi proposto por Milani (1997) e publicado por Milani e Ramos (1998; Figura 3.2A), nomeando o cráton como Rio Paranapanema. O nome Bloco Paranapanema foi definido por Mantovanni et al. (2005; Figura 3.2B), a partir da análise de dados gravimétricos e correlação das faixas Paraguai e Ribeira. A esta proposta foram adicionadas análises dos domínios litoestruturais da Bacia do Paraná, publicadas no modelo de Cordani et al. (2009; Figura 3.2C), que explicam o contexto geotectônico dos blocos do embasamento e a origem das faixas orogênicas durante a formação do Gondwana Ocidental. O modelo proposto por modelo de Pinto e Vidotti (2019; Figura 3.2D) revela, a partir de dados gravimétricos e magnéticos, novos limites para os domínios do embasamento da bacia. Esses novos limites dos blocos do embasamento contribuem para as discussões sobre a evolução tectono-sedimentar da bacia.

A evolução da bacia é discutida por diversos autores que relacionam as estruturas reativadas do seu embasamento pré-cambriano como responsáveis pelo controle da deposição das primeiras sequências deposicionais (Zalán et al., 1987; Milani, 1997), assim como pela dinâmica da formação dos grábens, controle dos depocentros das outras sequências sedimentares e magmatismo (Brito Neves et al., 1984; Cordani et al., 1984, 2009; Milani e Thomaz Filho, 2000) que ocorrem na Bacia do Paraná.

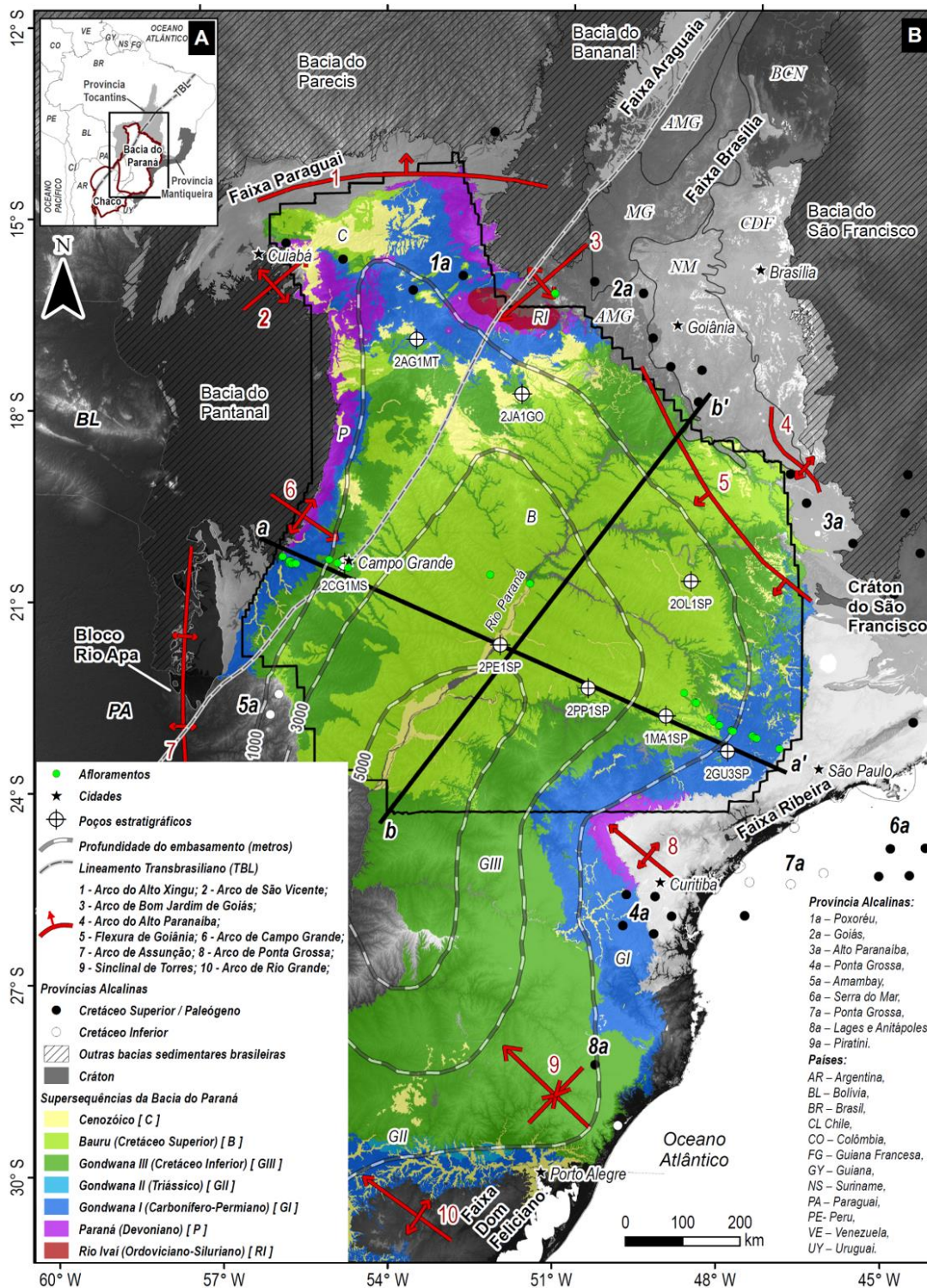
O embasamento da bacia é composto por terrenos granito-gnáissicos (Zalán et al, 1987), bordejados por cinturões de dobras e falhas de empurão (Cordani et al., 2009) resultantes da Orogenia Brasileira (890-490 Ma; Almeida e Hasui, 1984; Hasui, 2010). Almeida et al. (1977, 1981) inferiram parte do embasamento a partir da correlação com as províncias Tocantins e Mantiqueira expostas nas bordas da bacia. De acordo com Hasui (2010, 2012a, b), estes sistemas orogênicos são caracterizados pelos cinturões de dobras

e falhas de empurrão resultantes principalmente das colisões entre blocos continentais Amazônico, São Francisco, Paranapanema e Luís Alves.

A grande extensão da bacia, ausência de afloramentos que expõem o embasamento e a quantidade limitada de furos que contenham informações sobre o embasamento dificultam a compreensão da origem e evolução da Bacia do Paraná. Porém, nas últimas décadas, alguns trabalhos envolvendo dados geofísicos estão sendo desenvolvidos na bacia com a finalidade de revelar e compreender sua estruturação crustal e tectônica. Por exemplo, Milani e Ramos (1998), utilizando dados de sísmica de reflexão, revelam que as regiões central e norte da bacia apresentam persistente orientação NE-SW. Na região oeste Vidotti et al. (1998) observam anomalias NNE-SSW associadas a um baixo gravimétrico, segmentado, com gradiente elevado, entre dois altos gravimétricos, associadas às áreas de rifte inicial na bacia. Mantovanni et al. (2005), utilizando dados gravimétricos, apresentam na região central da bacia os limites do Bloco Paranapanema (cráton). E na porção extremo noroeste da bacia, Curto et al. (2014, 2015) verificam conjuntos de lineamentos magnéticos com direções NW-SE, NE-SW e E-W, interpretados como reativações de estruturas do embasamento da bacia. Utilizando dados magnetotélúricos, Padilha et al. (2015) e Maurya et al. (2018) revelam que o Bloco Paranapanema apresenta anomalias elétricas que podem estar relacionadas aos eventos tectônico-termiais do Cretáceo. Bernardes (2015) propõe, a partir da modelagem de um perfil de sísmica de refração profunda, que na região leste da bacia existe *underplating* máfico na interface crosta e manto resultante do magmatismo cretáceo que ocorreu na bacia. Dragone et al. (2017) e Dragone (2018), utilizando modelagem dos dados gravimétricos e magnetotélúricos apresentam os limites entre os Blocos Rio Apa e Paranapanema na região central da bacia, assim como uma possível zona de sutura pré-cambriana entre esses blocos. Pinto e Vidotti (2019), a partir de dados gravimétricos e

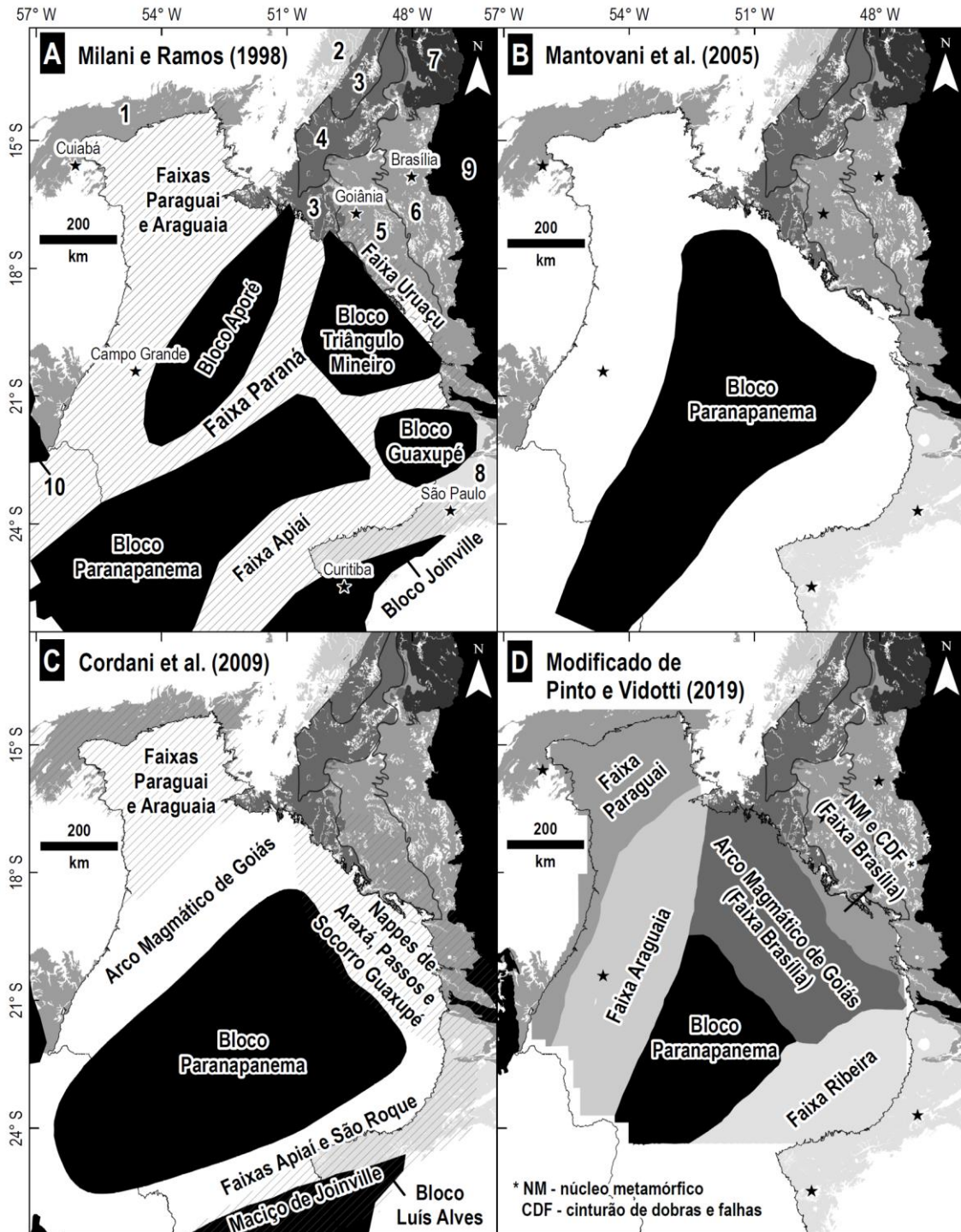
magnéticos, revelam os sistemas de falhas herdadas dos sistemas transcorrentes neoproterozóicos e o limite do Bloco Paranapanema no embasamento da bacia. Apesar desses estudos, existem poucos trabalhos que discutem o papel da estruturação litosférica no controle do arcabouço estrutural da Bacia do Paraná, e como as reativações dos blocos do embasamento evoluíram ao longo do Paleozóico e Mesozóico. A localização e a continuidade dos grandes sistemas de falhas no interior da bacia ainda são pouco conhecidos.

Neste contexto este trabalho investiga as estruturas e os arranjos geométricos em profundidade dos domínios crustais que compõem as províncias Tocantins e Mantiqueira e limites cratônicos dos blocos Paranapanema, Rio Apa e paleocontinente São Francisco, presentes no embasamento da Bacia do Paraná, utilizando técnicas de processamento, análise e modelagem direta 2,5 D conjunta de dados gravimétricos e magnéticos, bem como dados geológicos (mapas de isópacas, furos stratigráficos, descrição e coleta de amostras de campo). A análise integrada dos dados geológicos e geofísicos permite apresentar as principais estruturas e domínios crustais que influenciaram a deposição das sequências sedimentares da Bacia do Paraná. Este trabalho ressalta a importância da aplicação dos dados geofísicos em estudos de análise e evolução geológica das bacias sedimentares intracratônicas brasileiras.



**Fig. 3.1. (A)** Localização da Bacia do Paraná e Chaco (polígonos vermelhos) e províncias tectônicas Tocantins e Mantiqueira. **(B)** Área do levantamento gravimétrico e magnético (polígono preto) e perfis geológico-geofísicos a-a' e b-b' modelados na região centro-norte da bacia (linha preta), destacando às superseqüências da Bacia do Paraná e os terrenos pertencentes às províncias tectônicas. Domínios tectônicos da Faixa Brasília: Arco Magmático de Goiás (AMG), Maciço de Goiás (MG), núcleo metamórfico (NM), cinturão de dobras e falhas (CDF) e Bloco Cavalcante-Natividade (BCN). Adaptados de Almeida et al. (1977, 1981), Ulbrich e Gomes (1981), Milani et al. (2007), Lagorio (2008), Schobbenhaus et al. (2013), Cordani et al. (2016) e Fuck et al. (2017).





**Fig. 3.2.** Modelos do embasamento da Bacia do Paraná, propostos por (A) Milani e Ramos (1998), (B) Mantovani et al. (2005), (C) Cordani et al. (2009) e (D) modificado de Pinto e Vidotti (2019). Localização das áreas em que afloram às faixas Paraguai [1], Araguaia [2], Brasília [3 – Arco Magmático de Goiás, 4 – Maciço de Goiás, 5 – núcleo metamórfico, 6 – cinturão de dobras e falhas, 7 – Bloco Cavalcante-Natividade] e Ribeira [8] e crátons do São Francisco [9] e Rio Apa [10], adaptados de Almeida et al. (1977, 1981), Fuck et al. (2014; 2017) e Schobbenhaus et al. (2003).

### 3.2. A BACIA DO PARANÁ

A área de estudo (Figura 3.1) está localizada na região centro-norte da Bacia do Paraná. A bacia tem área de 1.500.000 km<sup>2</sup>, forma elíptica, com direção NNE-SSW, espessura sedimentar que ultrapassa 7 km em seu depocentro principal e dividida entre Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai (Milani e Ramos, 1998; Milani et al., 2007).

O mecanismo de subsidência da bacia foi controlado pelas reativações de conjuntos de calhas aulacógenas que resultaram nos riftes precursores da sedimentação da bacia (Fulfaro et al., 1980). Zalán et al. (1990) e Zalán (2004) atribuem a contração térmica após a Orogenia Brasileira (890-490 Ma; Hasui, 2010) como fator responsável pela implantação do mecanismo de subsidência. Milani (2004) e Milani et al. (2007) sugerem que o principal mecanismo está relacionado a flexura litosférica por sobrecarga tectônica propagada a partir das bacias de antepaís desenvolvidas na porção oeste do Gondwana. A flexura litosférica está relacionada aos eventos orogênicos da margem sul-ocidental do Gondwana (Ramos et al., 1986, 2014), que desenvolveram os cinturões colisionais a sudoeste do paleocontinente, denominados de Gondwanides (Milani e Ramos, 1998; Milani e De Wit, 2008). Essa convergência ocorreu entre o paleocontinente Gondwana e a litosfera oceânica do Panthalassa (Ramos et al., 1986, 2010, 2014; Milani e Ramos, 1998; Milani e De Wit, 2008).

Durante a formação do Gondwana Ocidental, ocorreram pelo menos cinco importantes eventos orogênicos resultantes da colisão de terrenos alóctones na borda oeste do Gondwana. O Orogênio *Ocluyic* (Ordoviciano Médio e Superior) resultante da colisão com o Terreno Precordillera, o Orógeno *Precordilleran* (Emsiano - Givetiano) resultado da colisão inicial do Terreno *Chilena*, o Orógeno *Chanic* (Carbonífero Inferior) relacionado à colisão final do Terreno *Chilena*, e o Orógeno *Sanrafaelic* (Permiano

Superior), produto da colisão do terreno Patagônia no extremo sul do Gondwana (Ramos et al., 1986, 2014).

Os eventos orogênicos da margem sul-ocidental do Gondwana (Ramos et al., 1986, 2014) resultaram em flexuras litosféricas em seu interior, que são correlacionados aos períodos de deposição das sequências sedimentares da Bacia do Paraná (Milani, 1997; Milani e Ramos, 1998). Essas sequências sedimentares da bacia registram milhões de anos de história geológica, representadas pelas supersequências deposicionais definidas por Milani (1997) e Milani e Ramos (1998).

As sequências sedimentares da Bacia do Paraná, segundo Almeida et al. (2000), são correlacionáveis às sequências do tipo sinéclises caracterizadas por Sloss (1963). Nos trabalhos de Soares et al. (1978) e Almeida et al. (2000) são apresentadas seis sequências cratônicas: Alfa (Neoproterozóico III - Ordoviciano Superior), Beta (Ordoviciano - Siluriano), Gama (Devoniano - Carbonífero Inferior), Delta (Carbonífero Superior - Triássico), subsequência Delta-A (Triássico - Jurássico), Epsilon (Neocomiano) e Zeta (Santoniano - Maastrichtiano). As quatro primeiras sequências pertencem à fase de estabilidade tectônica, a penúltima representaria sedimentação sob influência da ativação meso-cenozóica, e a última a fase de re-estabilização pós-ativação tectônica (Almeida et al., 2000; Brito Neves, 2004; Zalán, 2004).

A sequência Beta é formada por sedimentos continentais que gradam de ambientes costeiros (na base) para depósitos proximais de plataforma (no topo), típicos da transgressão marinha no Siluriano, limitada na base por discordância pré-Ordoviciano e no topo por discordância do Siluriano Superior - Devoniano Inferior (Almeida et al., 2000; Pereira et al., 2012) que, de acordo com Milani e Ramos (1998), Milani (2004), Milani et al. (2007), representa a Supersequência Rio Ivaí (Caradociano - Landoveriano).

Segundo Ramos e Allmendinger (1990), Astini et al. (1996), Milani e Ramos (1998) e Milani e De Wit (2008), a Supersequência Rio Ivaí é controlada por falhas normais que formam pequenos grábens preenchidos pelas sequências sedimentares; Milani e Ramos (1998) descrevem que essas sequências são compostas por conglomerados e arenitos na base, pertencentes à Formação Alto Garças, diamictitos da Formação lapó e folhelhos fossilíferos e siltitos da Formação Vila Maria. De acordo com Milani e Ramos (1998) e Milani (2004) a presença do basalto Três Lagoas (idade Ar/Ar de  $443 \pm 10$  Ma) associado às rochas sedimentares é interpretado como possível fase de rifteamento ligado ao estágio inicial de implantação da bacia.

A sequência Gama está presente em todas as sinéclises paleozoicas brasileiras, formada por depósitos litorâneos, marinho raso e evaporíticos associados com depósitos glaciais. Representa ciclo transgressivo-regressivo, limitado na base por discordância pré-Devoniano e no topo por discordância pré-Carbonífero Superior (Almeida et al., 2000; Pereira et al., 2012), que, de acordo com Milani e Ramos (1998), Milani (2004), Milani et al. (2007), representa a Supersequência Paraná (Lockoviano-Frasniano). Milani e Ramos (1998) e Milani et al (2007) descrevem que esta supersequência representa um ciclo transgressivo-regressivo completo de variação do nível do Oceano Panthalassa, e é composta por sedimentos arenosos continentais a transicionais da Formação Furnas (Devoniano Inferior), gradando para sedimentos marinhos síltico-argilosos da Formação Ponta Grossa (Emsiano ao Frasniano).

A sequência Delta marca o último ciclo sedimentar paleozóico das sinéclises intracratônicas brasileiras. Formada por depósitos continentais e marinho restrito, em condições de clima semiárido a árido e representa regressão marinha, limitada na base por discordância pré-Carbonífero Superior e no topo por discordância pós-Permiano – Triássico Inferior (Almeida et al., 2000; Pereira et al., 2012), que, de acordo com Milani

e Ramos (1998), Milani (2004), Milani et al. (2007), representa a Supersequência Gondwana I (Westfaliano - Scythiano; Figuras 3.3A e B).

A Supersequência Gondwana I registra mecanismos de transporte e deposição associados aos fluxos de massa e ressedimentação com retrabalhamento do substrato, apresentando registros glacioterrestres e glaciomarinhos, representados pelos diamictitos intercalados a arenitos da Formação Aquidauana, que são observados em afloramentos na região oeste da bacia (Figuras 3.1B e 3.3A). No extremo leste da bacia, a partir dos dados obtidos nos levantamentos de campo (Figura 3.1B), a sequência é representada pelos varvitos e arenitos turbidíticos maciços da Formação Itararé (Figura 3.3B, Fotos B1 e B2), por rochas carbonáticas e pelíticas associadas a ambientes hipersalinos da Formação Irati (Figura 3.3B, Fotos B3 e B4), e também os arenitos relacionados aos depósitos fluviais e eólicos, pertencentes à Formação Pirambóia (Figura 3.3B, Foto B5),

Segundo Milani et al. (2007), as formações Aquidauana e Itararé são equivalentes estratigráficos, e a deposição das unidades sedimentares da Formação Irati é resultante das condições restritas de circulação de água entre a sinéclise e o Oceano Panthalassa.

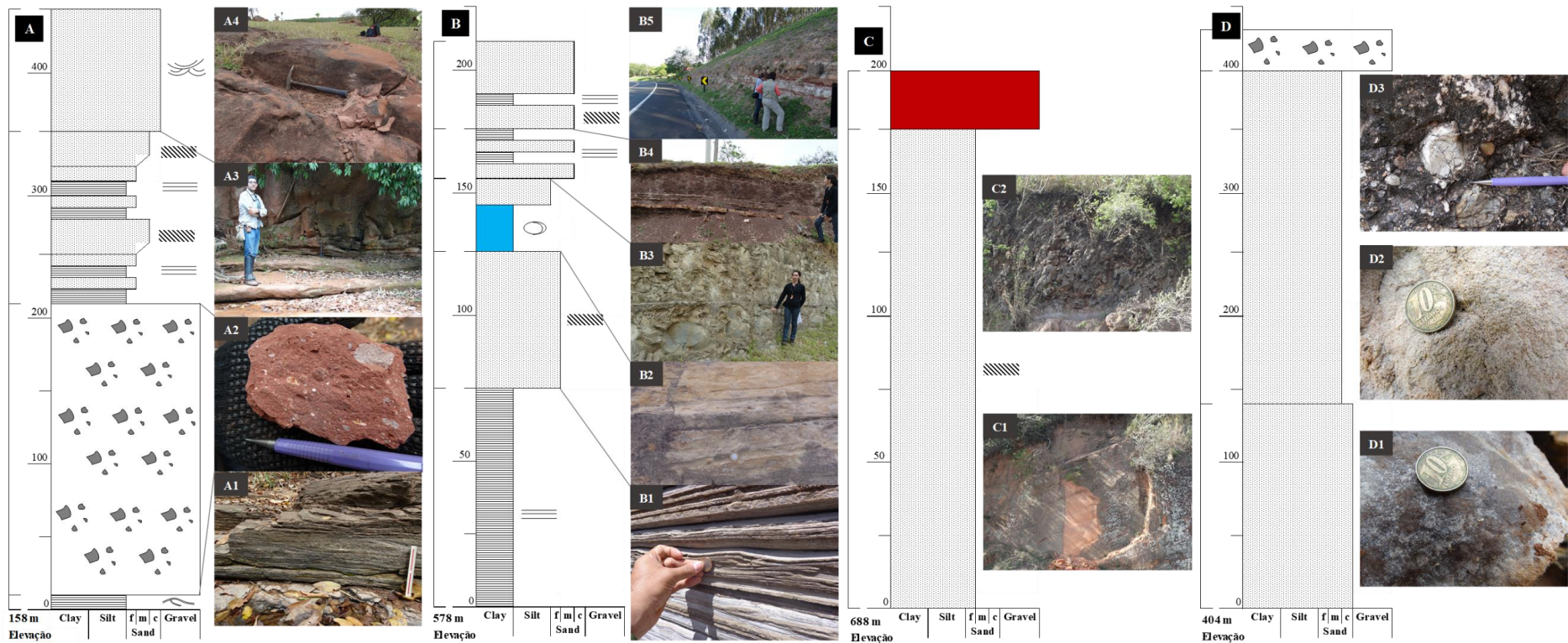
A sequência Delta-A é caracterizada pelos depósitos continentais de ambiente desértico, limitada na base por discordância do Triássico Inferior e no topo por discordância do Jurássico Inferior (Almeida et al., 2000; Pereira et al., 2012), que, de acordo com Milani e Ramos (1998), Milani (2004), Milani et al. (2007), representa os depósitos fluviais e eólicos da Formação Pirambóia, pertencentes à Supersequência Gondwana I (Westfaliano - Scythiano; Figura 3.3B).

A sequência Epsilon representa a continuidade das condições desérticas, seguida de erosão de parte das sequências paleozoicas, resultando em extensas superfícies de descontinuidade. Os sedimentos de ambiente desértico formaram extensos campos de

dunas durante o Jurássico Superior – Cretáceo Inferior, associados a intenso magmatismo basáltico (Almeida et al., 2000; Pereira et al., 2012), que, de acordo com Milani e Ramos (1998), Milani (2004) e Milani et al. (2007), representa a Supersequência Gondwana II (Anisiano - Noriano) e a Supersequência Gondwana III (Jurássico Superior – Cretáceo Inferior; Figura 3.3C). Segundo Peate (1997), as rochas vulcânicas representam uma *Large Igneous Province (LIP)*, denominada Província Ígnea Paraná-Etendenka, e formada durante o início do processo de quebra do Gondwana e separação das placas Africana e Sul-Americana (Zalán et al., 1990; Zalán, 2004), com idades entre 138 e 125 Ma (Turner et al., 1994; Renne et al., 1996). De acordo com Strugale et al. (2007), houve reativação das estruturas com direções NW-SE e NE-SW sob regime transtensional, que serviram de conduto para os diques de diabásio que alimentaram os derrames na bacia.

A sequência Zeta é caracterizada pelos depósitos fluviais e eólicos formados durante o processo de afastamento entre as placas Africana e Sul-Americana, (Almeida et al., 2000; Pereira et al., 2012), que, de acordo com Milani e Ramos (1998), Milani (2004) e Milani et al. (2007) representam a Supersequência Bauru (Aptiano - Maastrichtiano; Figura 3.3D). Milani e Ramos (1998) e Milani et al. (2007), afirmam que, durante o Cretáceo Superior, após os derrames basálticos, ocorre a subsidência termal da bacia, provocada pela carga e resfriamento dos derrames, seguida da deposição da Supersequência Bauru.

Essa geodinâmica ativa da borda do Gondwana associada às análises integradas dos eventos de subsidência e registros das supersequências da Bacia do Paraná, possibilitam a compreensão da história evolutiva Paleozóica – Mesozóica da bacia (Milani, 1997; Milani e Ramos, 1998; Milani et al., 2007).



**Fig. 3.3.** Empilhamento estratigráfico esquemático das superseqüências da Bacia do Paraná, construídos a partir de afloramentos visitados em campo (ver Fig. 3.1). Superseqüência Gondwana I: formações Aquidauana (A1, A2, A3 e A4), Itararé (B1 e B2), Irati (B3 e B4) e Pirambóia (B5). Superseqüência Gondwana III: formações Botucatu (C1) e Serra Geral (C2). Superseqüência Bauru: formações Santo Anastácio (D1) e Vale do Rio do Peixe (D2 e D3). Tipos de estruturas ou rochas sedimentares: A1 – estratificação cruzada do tipo *hummocky*, A2 - diamictito, A3 – intercalação entre siltito laminado e arenito com estratificação cruzada planar, A4 – arenito com estratificação cruzada acanalada, B1 – varvito laminado, B2 – arenito com estratificação cruzada planar, B3 – margá (base) e siltito (topo), B4 – intercalação entre arenito laminado e siltito, B5 – arenito com acamamento plano paralelo, C1 – estratificação cruzada tabular de grande porte, C2 – basalto, D1 – arenito silicificado, D2 – arenito maciço, D3 – conglomerado do tipo clasto suportado.

### **3.3. PROVÍNCIAS TECTÔNICAS**

O embasamento pré-cambriano da Bacia do Paraná mostra complexo arcabouço crustal (Soares et al., 1978; Cordani et al., 1984; Zalán et al., 1987; Soares, 1991), composto por terrenos granito-gnáissicos (Zalán et al., 1987), justapostos por cinturões de dobras e falhas (Cordani et al., 2009) formados ao final da Orogenia Brasileira, Neoproterozóico ao Eopaleozóico (Almeida e Hasui, 1984; Almeida et al., 1981, 2000; Zalán et al., 1987; Milani e Ramos, 1998). Na área de estudo parte deste embasamento é inferido por correlações com as províncias Tocantins e Mantiqueira que afloram na margem da Bacia do Paraná. As províncias são caracterizados pelos cinturões de dobras e empurrões resultantes das colisões entre os blocos continentais (Almeida et al., 1977) Amazônico-Rio Apa, Paranapanema-Rio de La Plata (Cordani et al., 2009; Ramos et al. 2010) e São Francisco-Congo, Luís Alves (Campos Neto, 2000; Hasui, 2012a, b). A convergência e formação dos orógenos contribuiu para a formação do Gondwana Ocidental e ao final da Orogenia Brasileira, ocorreu o colapso gravitacional, exumação ou extrusão dos orógenos que se estendeu até o Ordoviciano Superior (Valeriano et al., 2004; Hasui, 2012a, b; Valeriano, 2017).

#### **3.3.1. *Província Tocantins***

A Província Tocantins (Figura 3.1A) está localizada entre os crátons Amazônico, São Francisco e Bloco Paranapanema (Valeriano et al. 2004; Hasui, 2010, 2012a; Fuck et al., 2017), formada por conjunto de cinturões orogênicos (Paraguai, Araguaia e Brasília) com a forma de tesoura centralizada em Goiás, com uma extremidade para o norte de Tocantins e leste do Pará, uma outra extremidade direcionada para o sudoeste, estendendo-se para Mato Grosso e Mato Grosso do Sul e a terceira para sudeste, para o



sul de Minas Gerais. Parte deste sistema orogênico está coberto pelas bacias do Paraná, do Parnaíba, do Bananal, do Parecis e do Pantanal (Hasui, 2012a).

Na borda norte da bacia, afloram os domínios tectônicos do Arco Magmático de Goiás, núcleo metamórfico e cinturão de dobras e falhas da Faixa Brasília. O Arco Magmático de Goiás (Figura 3.1B), apresenta três subdomínios separados por zonas de cisalhamento. O subdomínio sul corresponde ao Arco Magmático Arenópolis (Pimentel e Fuck 1992; Pimentel et al., 2000; Hasui, 2012a; Fuck et al., 2017). O subdomínio norte corresponde ao Arco Magmático Mara Rosa (Pimentel e Fuck 1992; Fuck et al., 2017) e estendendo-se para leste até os complexos máfico-ultramáficos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, apresentando limite oriental que corresponde a uma descontinuidade crustal (Pimentel e Fuck 1992; Pimentel et al., 2000; Hasui, 2012a; Fuck et al., 2017). O subdomínio central é formado por terreno granito-*greenstone* arqueano, próximo ao Arco Magmático Mara Rosa (Pimentel e Fuck 1992; Pimentel et al., 2000; Hasui, 2012a; Fuck et al., 2017). O Arco magmático de Goiás, de acordo com Pimentel e Fuck (1992), Pimentel et al. (2000; 2004) e Laux et al. (2010), é composto por rochas características de arco magmático intra-oceânico desenvolvido entre 920 e 800 Ma, que segundo Brito Neves e Fuck (2013), evoluiu para arco continental (670-600 Ma), registrando rochas magmáticas e vulcanossedimentares. O cinturão de dobras e falhas está localizada no extremo leste da Faixa Brasília (Marini et al., 1981; Fuck, 1994; Fuck et al., 2014; Figura 3.1B) composta por rochas metassedimentares de margem passiva e sequências sin-orogênicas relacionadas a arco magmático (Dardenne, 2000; Fuck et al., 2017). O núcleo metamórfico está localizado entre o Arco Magmático de Goiás e o cinturão de dobras e falhas da faixa e inclui sedimentos marinhos profundos associados a melanges ofiolíticas, rochas vulcânicas e intrusivas de arco cálcio-alcálico, e granitos colisionais tipo-S (Fuck et al., 2014, 2017). Esses terrenos são controlados por falhas de

empurrão com escala crustal que convergiram para leste em direção ao Cráton do São Francisco (Valeriano et al., 2004, 2017).

A Faixa Araguaia (Almeida e Hasui, 1984) ocorre na região de Britânia-Aruanã no alto vale do Rio Araguaia no Estado do Tocantins até a região de Tucuruí, no leste do Estado do Pará, limitado a oeste pelo Cráton Amazônico; ao norte é coberta pela Bacia do Parnaíba, a oeste pela Bacia do Bananal, ao sul pela Bacia do Paraná e a sudeste está separada do Arco Magmático de Goiás pelo Lineamento Transbrasiliano (Boggiani e Alvarenga, 2004; Hasui, 2012a). A faixa é composta por sequências psamíticas e pelíticas metamorfisadas, com menor proporção de rochas carbonáticas e assembléias de corpos máficos e ultramáficos (Brito Neves et al., 1999; Boggiani e Alvarenga, 2004).

A Faixa Paraguai é composta predominantemente por rochas carbonáticas deformadas por sistema de falhas de empurrão. No Estado do Mato Grosso ocorre a partir da região do Rio das Mortes e Cuiabá e no Estado do Mato Grosso do Sul até Corumbá (Boggiani e Alvarenga, 2004). A faixa bordeja o Cráton Amazônico, expondo na parte norte o Domínio Mato-Grossense e o na parte sul o Domínio Sul-Mato-Grossense (Boggiani e Alvarenga, 2004; Hasui, 2012a). O Domínio Mato-Grossense apresenta orientação NE-SE mudando para E-W em direção à cobertura fanerozoica do alto vale do Rio Araguaia, ocorrendo como arco convexo para noroeste. O Domínio Sul-Mato-Grossense apresenta orientação NNW-SSE, limitado a oeste pelo Cráton Amazônico representado pelo Bloco Rio Apa, também ocorrem em uma faixa estreita entre a Bacia do Pantanal e Bacia do Paraná (Boggiani e Alvarenga, 2004; Hasui, 2012a).

### **3.3.2. *Província Mantiqueira***

A Província Mantiqueira (Almeida et al., 1977, 1981) representa parte do Escudo Atlântico, do qual a porção do Rio Grande do Sul é usualmente referida como Escudo Sul-Rio-Grandense. O sistema apresenta-se como uma faixa ao longo da região costeira entre o sul da Bahia e o Rio Grande do Sul, com extensão para o Uruguai (Heilbron et al., 2004). A oeste é limitada pelo Cráton do São Francisco, pela Faixa Brasília e pela cobertura da Bacia do Paraná (Hasui, 2012b).

A evolução da orogenia proterozóica iniciou com o desaparecimento diacrônico dos oceanos Goianides e Adamastor, localizados a oeste e a leste do paleocontinente São Francisco (Brito Neves et al., 1999). O processo de subducção originou suítes de arcos magmáticos, sucedidas por colisões entre arco vulcânico e continente e entre continente e continente. Esses episódios colisionais foram diacrônicos na região, os mais antigos sendo registrados nos terrenos Apiaí-Guaxupé (ca. 790 Ma) e Orógeno São Gabriel (ca. 700 Ma). Os episódios foram seguidos por colisões com a Faixa Brasília, terrenos Apiaí-Guaxupé (ca. 630-610 Ma) e no Orógeno Dom Feliciano (ca. 600 Ma). A seguir, ocorreu a colisão dos orógenos Ribeira e Araçuáí no período entre 580 e 520 Ma. No Cambriano-Ordoviciano (510-480 Ma) ocorreu o colapso tectônico dos orógenos da Província Mantiqueira (Hasui, 2010; Hasui, 2012b).

A Província Mantiqueira apresenta subdivisão tectono-estratigráfica composta por rochas do embasamento mais antigas que 1,7 Ga, sucessões intracrônicas paleoproterozóicas a mesoproterozóicas, sucessões de margem passiva neoproterozóicas, arcos magmáticos associados a margem continental ativa (790-585 Ma), granitóides sincolisionais relacionados a diferentes episódios colisionais, sucessões sedimentares orogênicas tardias e magmatismo bimodal (Heilbron et al., 2004). A província é compartimentada nas Faixas Araçuáí, Ribeira e Dom Feliciano (Hasui, 2010, 2012b;

Heilbron et al., 2004; Heilbron et al., 2017; Figura 3.1). Na borda leste da Bacia do Paraná ocorre o Faixa Ribeira que é composta por granitóides pré- a pós-tectônicos e unidades molássicas do Neoproterozóico-Cambriano, rochas metassedimentares e vulcânicas associadas, complexos de alto grau metamórfico e rochas metavulcanossedimentares do Neoproterozóico ao Paleoproterozóico, e também gnaisses do Paleoproterozóico e complexos de alto grau metamórfico do Arqueano (Hasui, 2012b; Heilbron et al., 2004).

### **3.4. DADOS E MÉTODOS**

As bases de dados geofísicos e dos perfis compostos dos poços estratigráficos (Tabela 3.1) pertencem à Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), que as disponibilizou para este estudo. Os levantamentos geofísicos apresentam direção N-S com espaçamento entre linhas de vôo de 6 km, e linhas de controle E-W espaçadas a 18 km e altura de vôo de 1,8 km (Lasa, 2010a, b).

As informações iniciais das profundidades das supersequências foram obtidas pelos mapas de isópacas publicados por Milani e Ramos (1998) e seus limites em superfície foram extraídos das cartas geológicas ao milionésimo publicadas por Schobbenhaus et al. (2003). As estimativas iniciais das profundidades crustais foram compiladas dos dados publicados por Pavão et al. (2012), Assumpção et al. (2013) e Bernardes (2015).

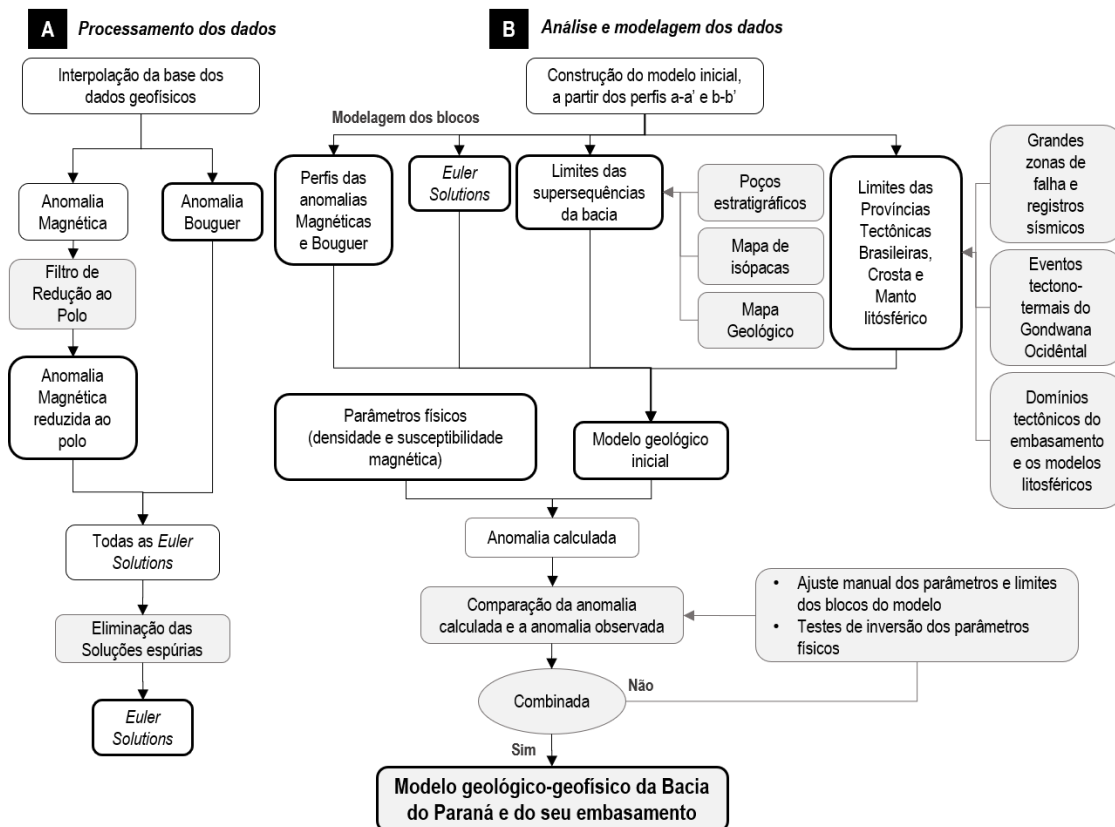
O trabalho está organizado em duas etapas: a primeira é o processamento dos dados geofísicos (Figura 3.4A), utilizando o software Oasis Montaj® da Geosoft e a segunda é a análise e modelagem direta dos dados (Figura 3.4B), usando o software GM-SYS Modelling® da Geosoft. Os dados utilizados são os levantamentos aerogeofísicos

gravimétricos e magnéticos da Bacia do Paraná realizados pela Lasa Engenharia e Prospecções S.A.

A integração, análise e modelagem dos dados geológicos e geofísicos, magnéticos e gravimétricos, possibilitaram mapear e modelar a continuidade das estruturas e dos domínios crustais do embasamento da bacia, assim como compreender o papel das reativações destas estruturas e domínios tectônicos ao longo da evolução geológica da Bacia do Paraná.

**Tabela 3.1.** Poços estratigráficos compilados a partir de perfis estratigráficos compostos da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. \* Coordenadas Geográficas estão em grau decimal. Superseqüências (SS) Rio Ivaí (RI), Paraná (P), Gondwana I (GI), Gondwana III (GIII 1 e 2) e Bauru (B). Embasamento (BAS).

Poços	Lat.*	Long.*	Elev.	SS	Litologia simplificada	Profundidade (m)	
						[ de ]	[ até ]
<b>2CG1MS</b>	-20,49	-54,72	510	GIII 1	Basalto	0	149
				GIII 2	Arenito	149	420
				GI	Arenito, siltito e diamectito	420	2137
				P	Arenito	2137	2500
				RI	Arenito e siltito	2500	2515
				BAS	Basalto da Formação Três Lagoas	2515	2668
<b>2PE1SP</b>	-21,76	-52,10	184	B	Arenito	0	94
				GIII 1	Basalto	94	1623
				GIII 2	Arenito	1623	1760
				GI	Arenito, calcário, siltito, folhelho e diamectito	1760	3953,5
<b>2PP1SP</b>	-22,42	-50,60	478	B	Arenito	0	64
				GIII 1	Basalto	64	965
				GIII 2	Arenito	965	1260
				GI	Arenito, siltito e folhelho	1260	3553
				P	Arenito	3553	3663
<b>1MA1SP</b>	-22,82	-49,28	647	B	Arenito	0	62
				GIII 1	Basalto	62	324
				GIII 2	Arenito	324	432
				GI	Arenito, calcário, siltito, folhelho e diamectito	432	2138
				P	Arenito intercalado com soleiras de diabásio	2138	2992
				BAS	Quartzito	2992	3005
<b>2GU3SP</b>	-23,34	-48,20	714	GI	Arenito	0	981,3
<b>2OL1SP</b>	-20,69	-48,92	496,4	B	Arenito	0	62
				GIII 1	Basalto	62	864
				GIII 2	Arenito	864	893
				GI	Arenito, siltito, folhelho e diamectito	893	2530
				P	Arenito	2530	2557
				BAS	Gnaisse	2557	2567
<b>2JA1GO</b>	-17,81	-51,79	642	GIII 2	Arenito	0	151
				GI	Arenito, siltito, folhelho e diamectito	151	1645
				P	Arenito	1645	2107,4
<b>2AG1MT</b>	-16,96	-53,52	790	GI	Arenito, siltito, folhelho e diamectito	0	981
				P	Arenito e folhelho	981	1779
				RI	Arenito	1779	1943
				BAS	Xisto	1943	1947



**Fig. 3.4.** Sistemática do processamento dos dados (A) e modelagem (B) usados para a construção do modelo geológico-geofísico da Bacia do Paraná e do seu embasamento.

### 3.4.1. Processamento dos dados geofísicos

Inicialmente, a base de dados foi interpolada (Figura 3.4A), utilizando o método *bi-directional gridding* (Geosoft, 2018) para obter os *grids* da Anomalia Bouguer e Anomalia Magnética (Figuras 3.5A e B), com tamanho de célula de 1,5 km. As anomalias magnéticas em baixas latitudes aparecem como dipolos deslocados do ponto central do corpo gerador de anomalias, efeito que dificulta a interpretação dos dados magnéticos (Hinze et al., 2013). Para centralizar a anomalia magnética foi aplicado o filtro de redução ao pólo magnético (Baranov e Naudy, 1964; Geosoft, 2015a).

A forma dos dipolos depende da forma da fonte magnética, da direção do vetor de magnetização e do campo magnético da terra (Baranov, 1957). Os vetores não verticais de magnetização e do campo magnético terrestre distorcem a anomalia magnética

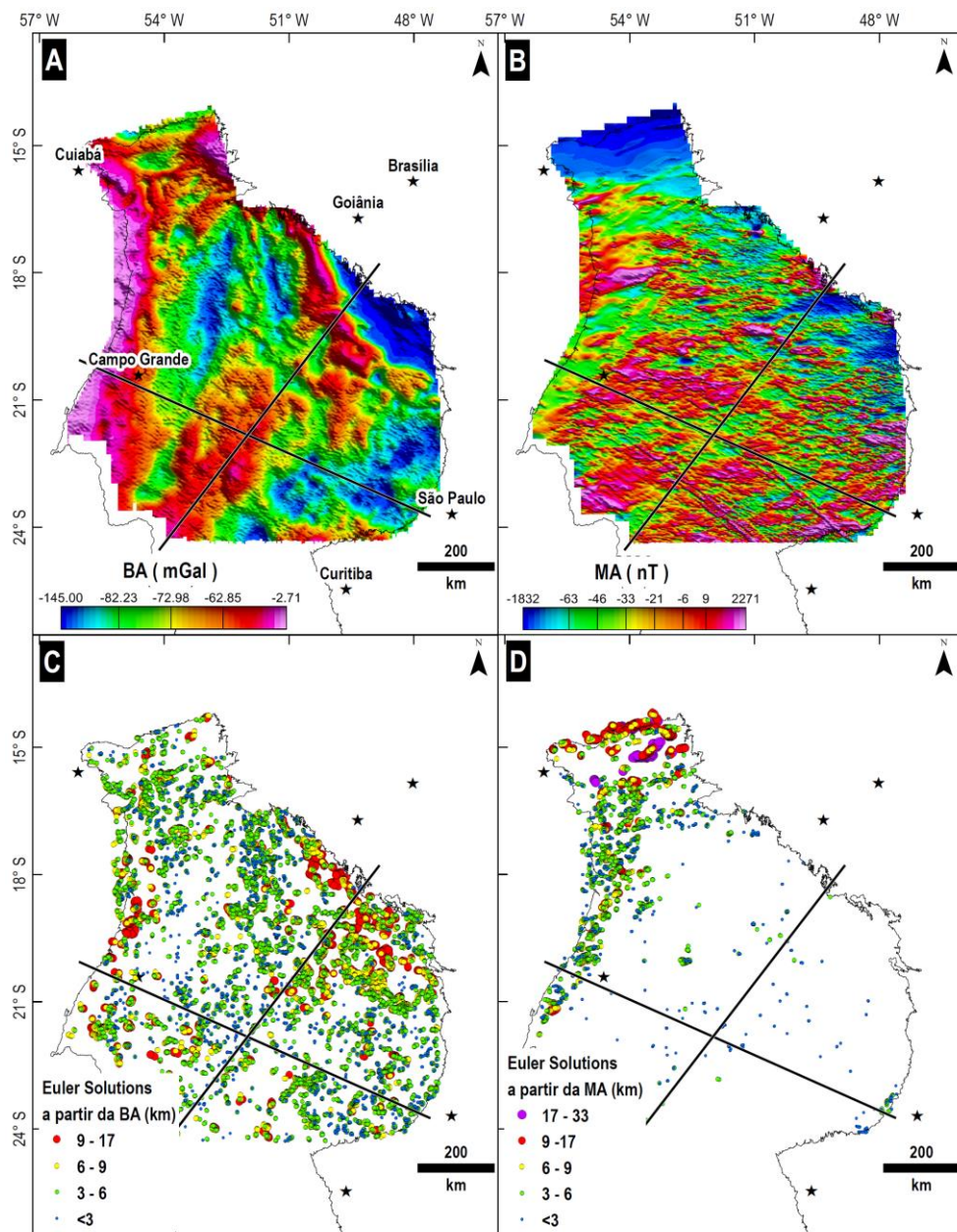
(Baranov e Naudy, 1964). Esse problema é identificado na área de estudo, onde a inclinação do campo magnético é igual a  $-25,8^\circ$  e as amplitudes das anomalias são baixas. A redução ao pólo, quando aplicada a anomalias com inclinações suaves e baixas amplitudes, introduz artefatos com longos comprimentos de onda, alongados na direção da declinação magnética, que na área de estudo é igual a  $-18^\circ$ . Estes artefatos foram suprimidos, aplicando a correção de amplitude (Grant e Dodds, 1972; Geosoft, 2015a), que introduz uma segunda inclinação ( $I'$ ) para controlar a amplitude do operador do filtro de redução ao pólo em baixas latitudes, onde  $I'$  ( $-64,2^\circ$ ) é uma inclinação maior que a inclinação real do campo magnético (Geosoft, 2015a), calculada usando o ângulo complementar da inclinação magnética para remover o ruído de longo comprimento de onda sem sacrificar indevidamente o sinal geológico com tendências semelhantes (Curto et al., 2014; Geosoft, 2015a).

Para calcular a estimativa da profundidade do topo das fontes geológicas que produzem as anomalias magnéticas (Thompson, 1982; Reid et al., 1990) e gravimétricas (Marson e Klingele, 1993; Keateing, 1998; Reid et al., 2003) foi usado o filtro de *Euler deconvolution* (Reid e Thurston, 2014; Reid et al., 2014; Geosoft, 2015b), que resultou nas *Euler solutions* (Figuras 3.5C e D).

Os parâmetros utilizados na deconvolução foram o índice estrutural 1, tolerância máxima de profundidade igual a 10% e tamanho de janela igual a 15 km. As soluções espúrias foram excluídas da base de dados, usando as recomendações descritas por Reid et al. (2014) e Geosoft (2015b), que orientam o descarte das soluções com *X-Offset* e *Y-Offset* maiores do que a janela, valores de incerteza da localização (*dXY*) maiores do que 20% e profundidades maiores do que o dobro do tamanho da janela,

As *Euler Solutions* são muito utilizadas na exploração de hidrocarbonetos e exploração mineral (Geosoft, 2015b). Na exploração de hidrocarbonetos as estimativas

das profundidades são geralmente usadas para determinar a espessura máxima da seção sedimentar ou a localização de corpos intrusivos na seção (Geosoft, 2015b). Para a exploração mineral as estimativas das profundidades são frequentemente usadas para determinar a profundidade e a localização de unidades geológicas ou estruturas que produzem anomalia magnética ou gravitacional, associadas a uma determinada mineralização (Dentith e Mudge, 2014; Geosoft, 2015b).



**Fig. 3.5.** Mapas das anomalias Bouguer (A) e magnética reduzida ao polo (B), *Euler solutions* das anomalias Bouguer (C) e magnética (D).



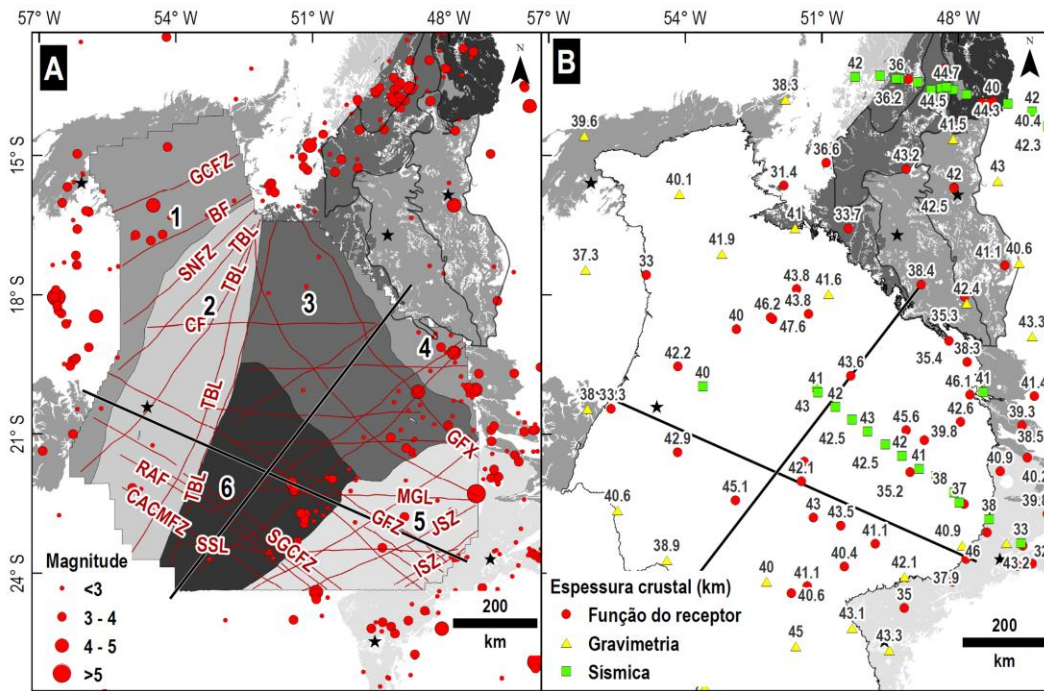
### 3.4.2. Modelagem direta 2,5 D dos dados geofísicos

Para a análise e modelagem direta dos dados foram construídos dois modelos geológicos iniciais 2,5 D dos perfis a-a' e b-b', seguindo a sistemática proposta por NGA (2006), Popowsky et al. (2009) e Geosoft (2014, 2015c) (Figura 3.4B). Os modelos 2,5 D foram construídos a partir das *Euler solutions*, dos perfis das anomalias Bouguer e magnética, assim como a partir dos limites das supersequências e espessuras crustais na área de estudo. As supersequências da bacia foram interpretadas a partir dos poços estratigráficos da ANP, mapas das isópacas das supersequências, publicados por Milani, (1997) e Milani e Ramos (1998) e mapas geológicos ao milionésimo (Schobbenhaus et al., 2003).

Os limites dos domínios crustais foram interpretados a partir das extensas zonas de falhas na área da bacia, em superfície, descritas por Pinto e Vidotti (2019; Figura 3.6A) sendo que suas denominações foram adaptadas de acordo com Fuck et al. (2017). Estes domínios foram também correlacionados às continuidades das zonas sismogênicas do sul e sudeste do Brasil, monitoradas e registradas pela Rede Sismográfica Brasileira (Figura 3.6A). As espessuras crustais foram modeladas com base nas informações publicadas por Pavão et al. (2012), Assumpção et al. (2013), Pavão (2014), Bernardes (2015) (Figura 3.6B). As localizações e modelagem dos limites, em profundidade, dos corpos intrusivos no embasamento da bacia foram obtidas a partir das *Euler solutions* (Figuras 3.5C e D), e interpretadas com base nos eventos tectono-termiais do Gondwana Ocidental, descritos por Ulbrich e Gomes (1981), Brito Neves et al. (1984), Milani e Ramos (1998), Milani e Thomaz Filho (2000), Milani et al. (2007), Lagorio (2008) e Cordani et al. (2009).

As susceptibilidades magnéticas, utilizadas inicialmente na modelagem direta das supersequências, foram calculadas pelas médias dos valores medidos *in situ* em

afloramentos visitados durante o levantamento de campo (Figura 3.1; Tabela 3.2). As densidades das supersequências, utilizadas inicialmente, foram calculadas pelas médias ponderadas dos intervalos de densidade medidos nos poços estratigráficos da ANP (Tabela 3.3). Os parâmetros iniciais de susceptibilidade magnética e densidade das faixas orogênicas, das crostas e do manto foram compilados dos dados publicados por Telford et al. (1990), Rudnick e Fountain (1995), Koosah et al. (2007), Kearey et al. (2009), Curto et al. (2015) e Moro et al. (2018).



**Fig. 3.6.** (A) Zonas de falhas e domínios geofísicos correlacionados com o Bloco Paranapanema (6), Província Tocantins (1 – Faixa Paraguai, 2 – Faixa Araguaia, 3 – Arco Magmático de Goiás e 4 – núcleo metamórfico e cinturão de dobras e falhas pertencentes à Faixa Brasília) e Província Mantiqueira (5 – Faixa Ribeira) adaptado de Pinto e Vidotti (2019), e os registros sísmicos da Rede Sismológica Brasileira (círculos vermelhos). (B) Dados de espessura crustal na bacia, com base em Assumpção et al. (2013), Pavão (2014) e Bernardes (2015), Zonas de falhas: BF – falha Baliza, CACMFZ – zona de falha Cândido Abreu-Campo Mourão, CF – Falha Cassilândia, GCFZ – zona de falha General Carneiro, GFX – flexura de Goiânia, GFZ – zona de falha Guapiara, ISZ – zona de cisalhamento Itapirapuã, JSZ – zona de cisalhamento Jacutinga, MGL – lineamento Mogi-Guaçu, RAF – falha Rio Alonzo, SGCFZ – zona de falha São Gerônimo-Curiuva, SNFZ – zona de falha Serra Negra, SSL – lineamento São Sebastião, TBL – Lineamento Transbrasiliiano.

**Tabela 3.2.** Valores médios da susceptibilidade magnética das supersequências da Bacia do Paraná, calculados *in situ* em afloramentos visitados durante o levantamento geológico. As médias foram obtidas a partir de vinte medidas *in situ* em vários locais em cada afloramento. Supersequências (SS) Rio Ivaí (RI), Paraná (P), Gondwana I (GI), Gondwana III (GIII 1 e 2) e Bauru (B). Embasamento (BAS).

Afloramentos	Lat.	Long.	Elev.	SS	Litologia simplificada	Susceptibilidade Magnética (SI)
7	-20,48	-55,64	167,35	GI	Siltito e folhelho	0,0001
11	-20,45	-55,62	370,58	GI	Arenito	0,0001
12	-20,44	-55,62	507,56	GI	Arenito	0,0010
21	-20,56	-54,66	481,05	GIII 2	Basalto	0,0064
24	-20,79	-51,62	269,48	GIII 2	Basalto	0,0095
26	-22,45	-48,98	553,58	B	Arenito	0,0010
28	-22,60	-48,77	555,56	GIII 2	Basalto	0,0676
32	-22,93	-48,36	687,89	GIII 1	Arenito	0,0001
36	-23,08	-47,79	556,37	GI	Siltito, calcário, folhelho	0,0012
37	-23,11	-47,75	483,93	GIII 1	Basalto	0,0183

**Tabela 3.3.** Intervalos de profundidade e densidades das rochas em diferentes poços utilizados neste trabalho, e as médias ponderadas das densidades utilizadas como parâmetros iniciais na modelagem direta das supersequências. Supersequências (SS) Rio Ivaí (RI), Paraná (P), Gondwana I (GI), Gondwana III (GIII 1 e 2) e Bauru (B). Embasamento (BAS).

SS	Poços	Profundidade (m)		Densidade (kg/m <sup>3</sup> )		
		[ de ]	[ até ]	no intervalo	média ponderada	
B	2PE1SP	4	95	1900	1900	
	2CG1MS	107	108	2940		
		145	146	2930		
		2666,1	2666,8	2980		
	2PE1SP	95	1625	2910		
		2443,4	2444,6	2810		
		2915	3000	2880		
		3461	3463	3020		
		2PP1SP	64	133,2		2740
			133,2	134		2960
295,9	296,9		2880			
510,3	511		2980			
GIII 1	2CG1MS	650	800	2910		
		819,79	822,79	2680		
		850	974	2850		
		2270	2270	2270		
	2PE1SP	155	158	2270		
		1625	1627,3	2170		
		1694	1696	2090		
	2CG1MS	1819,3	1820,3	2220		
		2238	2240,6	2520		
		2279	2280,6	2400		
Paraná	2CG1MS	2376	2377,3	2500		
		3560	3562,2	2720		
		3592,5	3594,9	2870		
	2PP1SP	3594,9	3597	2850		
		3629,42	3631,5	2510		
		3631,5	3634,2	2580		
GI	2CG1MS	3660	3663	2470		
		538	539	2510		
		596	599	2360		
		658	658,4	2520		
		658,4	660,4	2520		
		781	781,5	2510		
		812	814	2520		
		814	815,6	2520		
		937	941	2220		
		1026	1027,5	2570		
GIII 2	2CG1MS	1027,5	1028	2570		
		1212	1223,5	2650		
		1436,2	1437,2	2390		
		1569	1572	2550		
		1662,3	1665,3	2170		
		1770,5	1772,5	2590		
		1864,8	1868,9	2330		
		1975,1	1979,1	2410		
		2061,2	2064,2	2410		
		2159,8	2161,8	2490		
GIII 1	1MA1SP	984	984,5	2720		
		72,5	75,5	2300		
	2GU3SP	175,6	179,6	2400		
		213	216	2460		
		251,8	253,8	2460		
		261,1	264,1	2380		
		361	363,1	2520		
		456,6	460,6	2300		
		570,7	576,5	2260		
		604,3	606,8	2500		
754	757	2320				
907,5	910,5	2430				
980	981,3	2440				

SS	Poços	Profundidade (m)		Densidade (kg/m <sup>3</sup> )	
		[ de ]	[ até ]	no intervalo	média ponderada
GI	2PE1SP	1887,7	1890,2	2620	
		2000	2001	2380	
		2100	2101	2410	
		2175	2195	2640	
		2217	2220,7	2540	
		2284,3	2285,3	2590	
		2352,5	2353,3	2520	
		2480	2550	2540	
		2554,2	2555,2	2640	
		2657,1	2659,6	2560	
	2PP1SP	2682	2684	2510	
		2890	2915	2600	
		3000	3093	2540	
		3093	3105	2450	
		3105	3135	2540	
		3147,1	3148,4	2440	
		3165	3175	2540	
		3193,8	3197,5	2650	
		3368,4	3370,7	2510	
		3508,3	3511	2440	
2CG1MS	3602,5	3605,2	2400		
	3686,3	3689,5	2600		
	3761,3	3762,7	2600		
	3802	3808	2410		
	3861	3862,4	2560		
	3931	3932	2540		
	3953	3953,5	2530		
	1253,4	1259	2300		
	1357,5	1358,5	2340		
	1359	1360	2560		
2GU3SP	1361,51	1364,51	2400		
	1364,5	1365,5	2480		
	1464	1465,65	2620		
	1466	1467	2640		
	1498,45	1501,55	2650		
	1597,47	1599,6	2590		
	1600,5	1601,5	2680		
	1738,65	1741,199	2370		
	1742	1743	2640		
	1858	1860,2	2520		
1861	1862	2380			
1959,4	1961,5	2550			
2052,5	2056,5	2410			
2057,5	2058,5	2510			
2153,16	2154,59	2510			
2154,6	2155,6	2480			
2176	2178,05	2620			
2284,65	2287,65	2360			
2550	2551,7	2410			
2551,7	2553,06	2510			
2690	2692,2	2570			
2693	2694	2710			
2827,07	2832	2310			
2833	2834	2610			
2935	2938	2460			
3130,64	3131,99	2650			
3256,15	3259,15	2660			
3373,7	3375	2730			
3444,15	3445,15	2730			
3445,2	3446,2	2600			

### 3.5. RESULTADOS

Os principais resultados, obtidos da interpretação das anomalias Bouguer e magnética e modelagem direta 2,5 D dos dados geológicos e geofísicos, foram os parâmetros físicos de susceptibilidade magnética e densidade e os limites geométricos das supersequências e blocos litosféricos do embasamento da bacia, ao longo dos perfis a-a' e b-b' (localizações na Figura 3.1).

#### *3.5.1. Densidades e susceptibilidade magnética modeladas das supersequências e do embasamento da bacia*

Os parâmetros físicos iniciais, das supersequências e do embasamento foram adicionados ao modelo geológico inicial, que resultou nos perfis das anomalias magnéticas e gravimétricas calculadas (Fig. 3.3). Esses perfis calculados possibilitaram a comparação inicial com as anomalias observadas dos levantamentos geofísicos. Nessa etapa foram realizados ajustes manuais desses parâmetros físicos iniciais e dos limites dos blocos, assim como testes de inversão das densidades e das susceptibilidades magnéticas para reduzir o erro entre as anomalias observadas e calculadas, o que resultou nos parâmetros de densidade e susceptibilidade magnética, obtidos pela modelagem, das supersequências e do embasamento da bacia (Tabela 3.4). Este resultado foi utilizado para a interpretação dos conjuntos de blocos ligados ao Arco Magmático de Goiás e aos blocos Paranapanema, Rio Apa e Paleocontinente São Francisco.

**Tabela 3.4.** Valores das densidades e susceptibilidades magnéticas calculadas a partir da modelagem dos perfis a-a' e b-b'. <sup>i</sup> Bloco Rio Apa, <sup>ii</sup> Bloco Paranapanema 1, <sup>iii</sup> Bloco Paranapanema 2, <sup>iv</sup> Paleocóntinente São Francisco, <sup>v</sup> crosta ligada ao Arco Magmático de Goiás.

Domínios litosféricos	SS / Unidades geológicas	Litologia simplificada	Bloco	Densidade (kg/m <sup>3</sup> )			Susceptibilidade magnética (SI)		
				mín.	máx.	média	mín.	máx.	média
<b>Bacia do Paraná</b>	Bauru	Arenito	1a			1990			0,0010
	Gondwana III 1	Basalto	2a			2900			0,0254
	Gondwana III 2	Arenito	3a			2190			0,0010
	Gondwana I	Arenito, siltito, calcário e folhelho	4a			2520			0,0006
	Paraná	Sandstone	5a			2610			0,0010
	Rio Ivaí	Sandstone	6a			2620			0,0010
<b>Rochas ígneas</b>	Rochas ígneas associadas com os eventos tectono-termiais proterozóicos e fanerozóicos	Ígnea básicas	1	2702	3082	Variável	0,010	0,073	Variável
		Ígneas ácidas	2	2474	2588	Variável	0,009	0,051	Variável
		Ígneas indefinidas	3	2226	3025	Variável	-0,001	-0,097	Variável
<b>Província Tocantins</b>	Faixa Paraguai	Sequências metassedimentares	b			2740	0,001	0,047	Variável
	Faixa Araguaia	Sequências metassedimentares	c			2640	0,000	0,024	Variável
	Arco Magmático de Goiás (Faixa Brasília)	Rochas vulcânicas c/ metassedimentares associadas	j	2714	2829	Variável	0,012	0,042	Variável
	Núcleo metamórfico/ Cinturão de dobras e falhas (Faixa Brasília)	Sequências metassedimentares	l	2528	2664	Variável	0,006	0,054	Variável
	Faixa Ribeira	Sequências metassedimentares, rochas supracrustais e granitóides associados	d			2640	0,001	0,006	Variável
<b>Crosta superior</b>	Crosta superior 1	Granitóide ou equivalente metamórfico	1e <sup>ii</sup>			2670	-0,065	0,058	Variável
			2e <sup>iv</sup>			2670	0,001	0,084	Variável
	Crosta superior 2	Diorito ou equivalente metamórfico	1f <sup>iii</sup>			2849			0,085
			2f <sup>i</sup>			2851			0,085
			3f <sup>ii</sup>			2850			0,085
			4f			2850			0,085
			5f <sup>v</sup>			2750	0,006	0,046	Variável
<b>Crosta inferior</b>	Crosta inferior 1	Anfibolito	1g <sup>iii</sup>			2959			0
			2g <sup>i</sup>			2961			0
			3g <sup>ii</sup>			2960			0
			4g			2959			0
			5g <sup>v</sup>			2900			0
			6g <sup>iv</sup>			2890			0
	Crosta inferior 2	<i>Mafic underplating</i>	h			3250			0
<b>Manto</b>		Eclogito e peridotito	i			3370			0

### ***3.5.2. Interpretação dos perfis geofísicos***

As interpretações dos limites das bacias sedimentares são comumente marcadas por altas intensidades da anomalia magnética, segundo os autores Okuma et al. (1998) e Prieto (1998), que obtiveram esses resultados utilizando análises comparativas entre modelos sintéticos e outros exemplos de bacias sedimentares no oeste do Mar da China. As interpretações mais comuns para as baixas intensidades das anomalias Bouguer em regiões intracratônicas, segundo Prieto (1998) e Allen e Allen (2013), estão associadas à existência de depressões em forma de bacia, que são preenchidas por rochas com densidades menores que a média da crosta continental (2650 - 2800 kg/m<sup>3</sup>). Porém, nossos modelos 2,5 D demonstram uma complexa interpretação geológica e geofísica, dos limites litológicos e dos parâmetros físicos modelados, que estão diretamente correlacionados à complexa evolução tectono-sedimentar da bacia, ao longo do tempo geológico.

As análises em perfil das anomalias magnéticas (Figuras 3.7A e 3.8A) e Bouguer (Figuras 3.7B e 3.8B) forneceram informações essenciais à modelagem direta 2,5 D. No perfil a-a' (Figura 3.6A) a intensidade da anomalia magnética revela valor máximo de 16,3 nT e mínimo de -94,5 nT. Com base em nosso modelo 2,5 D, nas regiões oeste e leste são observadas as maiores amplitudes, relacionadas aos corpos intrusivos e ao soerguimento do embasamento da bacia (Figura 3.7C). A região central apresenta anomalia magnética com baixa amplitude e alta frequência, associadas principalmente aos basaltos da Formação Serra Geral. O perfil magnético apresentado (Figura 3.7A) revela pelo menos duas anomalias com alta intensidade e baixa frequência localizadas nas regiões oeste 2 e leste, que coincidem com as menores profundidades do embasamento, próximos as bordas da Bacia do Paraná.

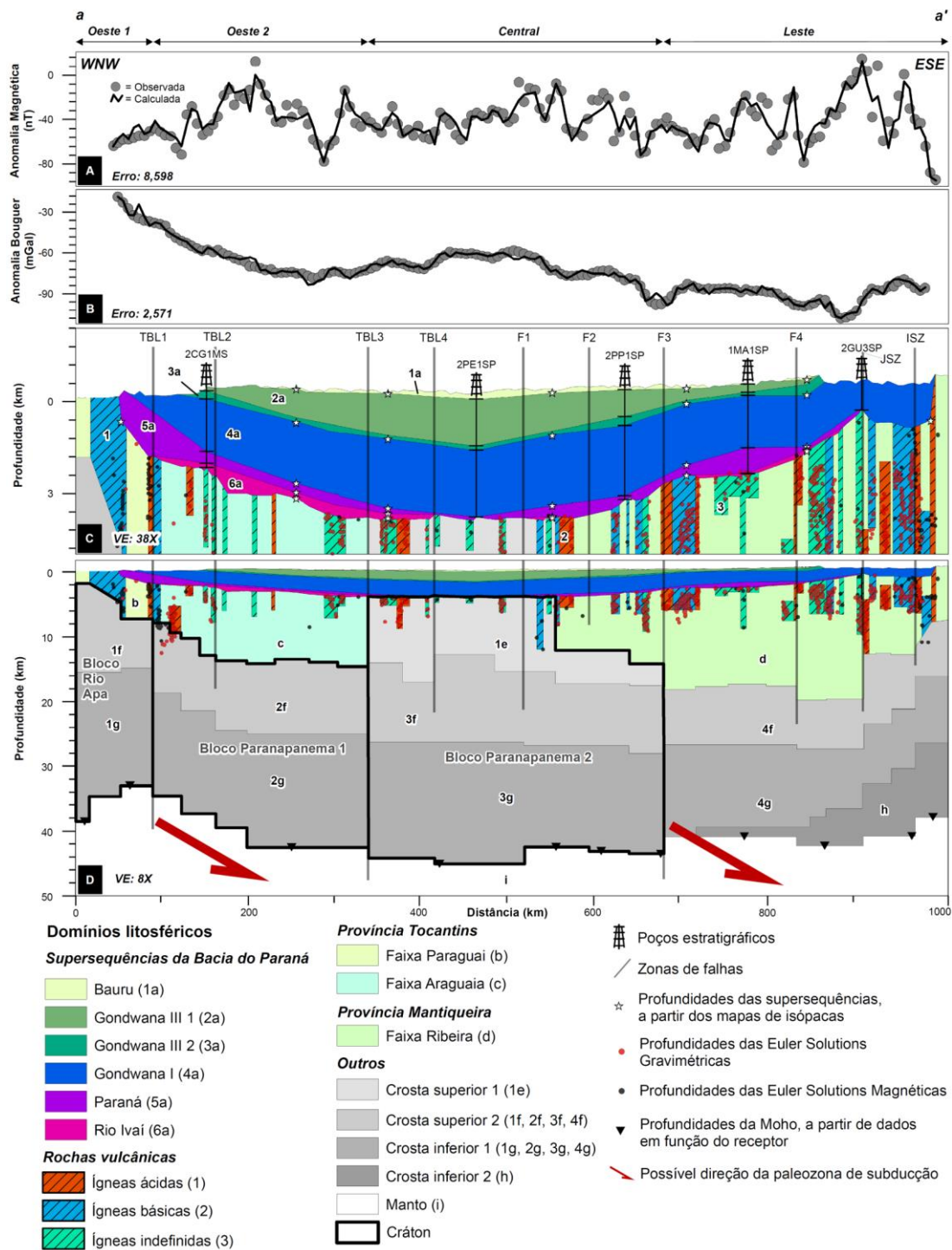
No perfil a-a' a intensidade da anomalia Bouguer apresenta valor máximo de -18 mGal e mínimo de -107,3 mGal. Os valores intermediários são observados na região central da bacia. Os valores baixos são observados no leste da bacia. Com base no resultado da modelagem, os valores mais altos são observados na região oeste, resultantes do afinamento crustal e soergimento do manto (Figura 3.7D). Na região central da Bacia do Paraná o perfil da anomalia Bouguer (Figura 3.7B) revela valores intermediários que estão associados à assinatura geofísica dos basaltos da Formação Serra Geral (Gondwana III 2), que segundo o nosso modelo apresenta valores médios de densidade igual a 2900 kg/m<sup>3</sup>. Com base na modelagem, as anomalias produzidas pelos basaltos e unidades sedimentares da bacia são somadas e produzem aumento dos valores de intensidade da anomalia Bouguer na região central da área de estudo.

No perfil b-b' (Figura 3.8A) a intensidade da anomalia magnética revela valor máximo de 40,7 nT e mínimo de -206,3 nT. Com base no modelo 2,5 D, nas regiões nordeste 1 e nordeste 2 são observadas as maiores amplitudes, relacionadas ao soergimento do embasamento na borda da bacia (Figura 3.8C). A região central apresenta anomalia magnética com amplitude intermediária e com alta frequência, associada principalmente aos basaltos da Formação Serra Geral. O perfil magnético apresentado (Figura 3.8A) revela pelo menos uma anomalia com alta intensidade e baixa frequência localizada na região nordeste 2, que coincide com as menores profundidades do embasamento e está próxima à borda da Bacia do Paraná.

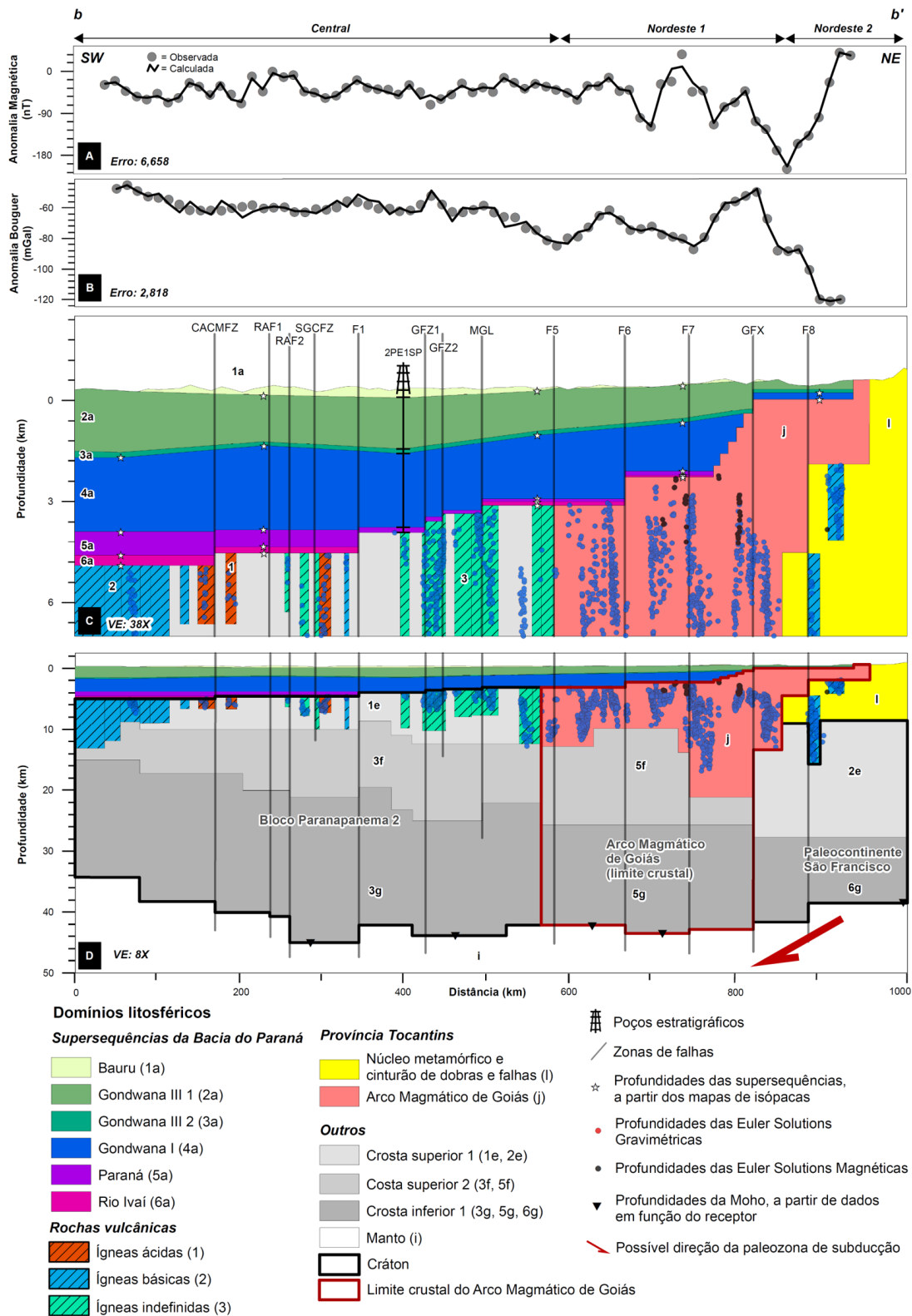
No perfil b-b' a intensidade da anomalia Bouguer apresenta valor máximo de -45,3 mGal e mínimo de -120,7 mGal (Figura 3.8B). Com base no resultado da modelagem, os valores de maior intensidade são observados no início da região central, resultantes do afinamento crustal e soergimento do manto (Figura 3.8D). No meio da região central esses valores são resultantes das intrusões e derrames de rochas ígneas, e



na região nordeste 1 os valores estão associados ao soerguimento do embasamento da bacia e ao limite entre os diferentes domínios litosféricos abaixo da bacia. Os valores intermediários são observados na região central da bacia. Os valores baixos são observados na região nordeste 2. O perfil da anomalia Bouguer (Figura 3.8B) revela valores intermediários que estão associados à assinatura geofísica dos basaltos da Formação Serra Geral (Gondwana III 2).



**Fig. 3.7.** Modelo geológico-geofísico da Bacia do Paraná e seu embasamento construído a partir do perfil a-a' (localização na Figura 3.1B). (A) Perfil da anomalia Bouguer; (B) perfil da anomalia magnética; (C) perfil da bacia até 4 km de profundidade com exagero vertical (VE) de 38 vezes; e, (D) perfil da bacia e seu embasamento até 50 km de profundidade, com exagero vertical (VE) de 8 vezes. F – Falhas conectadas ao limite do bloco Paranapanema, Faixa Ribeira e ao sistema transcorrente Paraíba do Sul.



**Fig. 3.8.** Modelo geológico-geofísico da Bacia do Paraná e seu embasamento contruído a partir do perfil b-b' (localizado na Figura 3.1B). (A) Perfil da anomalia Bouguer; (B) perfil da anomalia magnética; (C) perfil da bacia até 7 km de profundidade, com exagero vertical (VE) de 38 vezes; e (D) perfil da bacia e seu embasamento até 50 km de profundidade, com exagero vertical (VE) de 8 vezes. F – Falhas conectadas ao limite do bloco Paranapanema e o sistema de falhas de empurão Minas-Goiás e São Domingos da Faixa Brasília.

### **3.5.3. Modelos geológicos-geofísicos da Bacia do Paraná e do seu embasamento**

A modelagem direta 2,5 D dos dados geológicos e geofísicos revela complexa organização dos diferentes domínios litosféricos na área de estudo. Estes domínios foram individualizados nas supersequências da bacia, nas rochas ígneas associadas aos eventos tectono-termais proterozóicos e fanerozóicos nas províncias Tocantins e Mantiqueira e nos blocos pertencentes à crosta superior e inferior e manto litosférico (Tabela 3.4; Figuras 3.7 e 3.8).

#### **3.5.3.1. Bacia do Paraná**

A Bacia do Paraná (Figuras 3.7C e 3.8C) foi modelada em seis blocos (Tabela 3.4) relativos às supersequências Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana III 2, Gondwana III 1 e Bauru.

O perfil a-a' apresenta espessura máxima na região central da bacia igual a 4,3 km e superfície irregular do embasamento, com fraca assimetria na região leste da bacia (Figura 3.7C), enquanto que o perfil b-b' apresenta espessura máxima para a bacia igual a 5,2 km e a superfície em forma de grábens no embasamento (Figura 3.8C).

A Supersequência Rio Ivaí (Tabela 3.4, bloco 6a), com base no resultado da modelagem, é a unidade geológica mais antiga e apresenta espessura e continuidade variável ao longo da bacia. A geometria retangular na borda da supersequência representa os sistemas de riftes e densidade modelada de 2620 kg/m<sup>3</sup>. Na região oeste do perfil a-a' (Figura 3.7C) é observada a continuidade desta supersequência e seus maiores valores de espessura modelada, alcançando até 800 m, enquanto que na região central e leste a supersequência apresenta-se descontínua e com espessuras menores que 100 m. Na região central do perfil b-b' (Figura 3.8C) é observada, com base no resultado da modelagem, a

continuidade da supersequência com espessura de até 340 m, enquanto que na região nordeste 1 a supersequência apresenta espessura menor, até 60 m,

A Supersequência Paraná (Tabela 3.4, bloco 5a), com base no resultado da modelagem, é contínua, com redução de sua espessura em direção ao centro da bacia, com densidade 2610 kg/m<sup>3</sup>. No perfil a-a' observa-se a espessura máxima de 500 m na região oeste e 800 m na região leste (Figura 3.7C). O aumento da espessura na região leste está associado a diversas soleiras de diabásio, que variam entre 10 e 150 m de espessura observada no furo estratigráfico 1MA1SP (Tabela 3.1). No perfil b-b' observa-se a espessura máxima de 710 m na região central e 110 m na região nordeste (Figura 3.8C),

A Supersequência Gondwana I (Tabela 3.4, bloco 4a), com base no resultado da modelagem, apresenta maior espessura e continuidade ao longo de toda a bacia, quando comparada às outras supersequências, e densidade 2520 kg/m<sup>3</sup>. No perfil a-a' as regiões oeste e leste apresentam espessura máxima de 1900 m e na região central de 2200 m. No extremo leste da bacia observou-se espessamento do embasamento, até 1400 m (Figura 3.7C). No perfil b-b', a região central apresenta espessura de até 2500 m e na região nordeste varia entre 200 m e 1450 m (Figura 3.8C).

A Supersequência Gondwana III, com base no resultado da modelagem, é subdividida em 1 e 2. A unidade 2 (Tabela 3.4, bloco 3a) é contínua e menos espessa. Representa a Formação Botucatu com densidade 2190 kg/m<sup>3</sup>, enquanto que a unidade 1 (Tabela 3.4, bloco 2a) é contínua, mais espessa e representa os basaltos da Formação Serra Geral, com densidade de 2900 kg/m<sup>3</sup> e susceptibilidade magnética 0,025 SI. No perfil a-a' a Formação Botucatu (Tabela 3.4, bloco 2a) apresenta espessura de até 300 m na região oeste e leste, enquanto que na região central tem 120 m. A Formação Serra Geral (Tabela 3.4, bloco 2a) possui espessura de 900 m na região oeste, até 1500 m na

região central, com afinamento em direção a leste (Figura 3.7C). No perfil b-b' a Formação Botucatu (Tabela 3.4, bloco 2a) apresenta espessura de 140 m na região nordeste, enquanto que na região central, 120 m. A Formação Serra Geral (Tabela 3.4, bloco 2a) possui espessura de 1850 m na região central, com afinamento em direção a nordeste (Figura 3.8C).

A Supersequência Bauru (Tabela 3.4, bloco 1a), com base no resultado da modelagem, é contínua e apresenta densidade de 1990 kg/m<sup>3</sup>. No perfil a-a' a supersequência apresenta espessura de 120 m na região central e 220 m nas regiões oeste e leste (Figura 3.7C). No perfil b-b' a supersequência apresenta espessura de 440 m na região central e 80 m na região nordeste (Figura 3.8C).

### 3.5.3.2. *Embasamento da Bacia do Paraná*

O manto litosférico (Tabela 3.4, bloco i), com base no resultado da modelagem, ocorre como um único bloco com densidade 3370 kg/m<sup>3</sup>. A profundidade do topo varia ao longo da área de estudos e dos perfis analisados (Figuras 3.7D e 3.8D). No perfil a-a' as profundidades mais rasas são observadas na região oeste, as intermediárias na região leste e as mais profundas na central (Figura 3.7D). No perfil b-b' as profundidades mais rasas são observadas na região central e nordeste e as mais profundas no meio da região central (Figura 3.8D).

A crosta inferior é subdividida nas unidades 1 e 2 (Tabela 3.4) com base no resultado da modelagem. A Crosta Inferior 2 (Tabela 3.4, bloco h) é observada apenas no perfil a-a' e está localizada na região leste, apresentando maior valor de densidade de 3250 kg/m<sup>3</sup> (Figura 3.7D). Este elevado valor de densidade pode ser interpretado, de acordo com Padilha et al. (2015) e Bernardes (2015), como *mafic underplating* resultante dos eventos tectono-termais que ocorreram no início do Paleozóico e no Mesozóico. No

perfil a-a' (Figura 3.7D) a crosta inferior 1 é subdividida em quatro blocos com diferentes valores de densidade, 2959 kg/m<sup>3</sup> (Tabela 3.4, bloco 1g), 2961 kg/m<sup>3</sup> (bloco 2g), 2960 kg/m<sup>3</sup> (bloco 3g) e 2959 kg/m<sup>3</sup> (bloco 4g), e no perfil b-b' (Figura 3.8D) a crosta inferior 1 é representada pelo bloco 1g com densidade de 2959 kg/m<sup>3</sup> (Tabela 3.4) e outros dois blocos com valores de densidade igual a 2900 kg/m<sup>3</sup> (bloco 5g) e 2890 kg/m<sup>3</sup> (bloco 6g). As profundidades mais rasas do topo da crosta inferior são observadas nas regiões leste e oeste no perfil a-a' (Figura 3.7D) e na região central do perfil b-b' (Figura 3.8D). Estes valores, obtidos a partir da modelagem da crosta inferior, foram interpretados como de anfibolitos.

A crosta superior é dividida nas unidades 1 e 2, resultantes da modelagem direta 2,5 D. No perfil a-a' (Figura 3.7D) a crosta superior 2 é composta por quatro blocos com densidades 2849 kg/m<sup>3</sup> (Tabela 3.4, bloco 1f), 2851 (bloco 2f), 2850 (bloco 3f) e 2850 (bloco 4f), e no perfil b-b' (Figura 3.8D) é representada pelo bloco 3f (Tabela 3.4) e pelo bloco 5f, com densidade 2850 kg/m<sup>3</sup>. A crosta superior 2 apresenta susceptibilidade magnética 0,085 SI, porém o bloco 5f possui susceptibilidade magnética variável entre 0,006 e 0,046. Os valores desses blocos modelados da crosta superior 2 foram interpretados como de diorito ou rocha metamórfica equivalente.

A crosta superior 1 no perfil a-a' (Figura 3.7D, Tabela 3.4, bloco 1e) possui densidade 2670 kg/m<sup>3</sup> e susceptibilidade magnética variável entre -0,065 e 0,058 SI. Já no perfil b-b' (Figura 3.8D, Tabela 3.4, bloco 2e) apresenta densidade 2670 kg/m<sup>3</sup> e susceptibilidade magnética variável entre 0,001 e 0,084 SI. Os valores dos blocos pertencentes a essa porção da crosta foram interpretados como de granodiorito ou rocha metamórfica equivalente.

A susceptibilidade magnética fraca e negativa, observada na modelagem direta dos dados geofísicos da Crosta Superior 1 indica a presença de materiais geológicos que

podem ser considerados diamagnéticos. De acordo com Dearing (1994), os minerais diamagnéticos são incapazes de transportar magnetismo remanescente. Esta propriedade é comum nos minerais formadores de rochas, que incluem fases puras de quartzo, calcita e feldspato. Dentith e Mudge (2014) interpretam que esta propriedade pode ter associação com minerais de minério, como galena pura, esfalerita, grafita, halita, gipsita e anidrita.

Os blocos modelados acima da crosta superior 2 nas regiões leste e oeste do perfil a-a' e porção nordeste do perfil b-b' foram interpretados como porções das províncias tectônicas adjacentes e aflorantes nas bordas da bacia.

Na região leste do perfil a-a' o bloco com densidade com  $2640 \text{ kg/m}^3$  e susceptibilidade magnética variável entre 0,001 e 0,006 SI (Tabela 3.4, Figura 3.7D), é correlacionado com sequências metassedimentares e granitoides associados e interpretado como porção da Faixa Ribeira da Província Mantiqueira.

Na região oeste foram modelados dois blocos (Figura 3.7D). No extremo oeste o bloco b (Tabela 3.4), com densidade  $2740 \text{ kg/m}^3$  e susceptibilidade magnética variável entre 0,001 e 0,047 SI, é correlacionado a sequências metassedimentares carbonáticas e interpretado como porção da Faixa Paraguai. Adjacente ao bloco b, o bloco c (Tabela 3.4), com densidade  $2640 \text{ kg/m}^3$  e susceptibilidade magnética variável entre 0 e 0,024 SI, é correlacionado a sequências metassedimentares psamíticas e pelíticas e interpretado como porção da Faixa Araguaia.

Na região nordeste foram modelados dois blocos (Figura 3.8D). Na porção nordeste 2, próxima ao limite da bacia, o bloco l (Tabela 3.4), com densidade entre  $2528$  e  $2664 \text{ kg/m}^3$  e susceptibilidade magnética entre 0,006 e 0,054 SI, é correlacionado com sequências metassedimentares e metamórficas de baixo grau e interpretado como porção do núcleo metamórfico e cinturão de dobras e falhas da Faixa Brasília. Na porção nordeste 1 o bloco j (Tabela 3.4), com densidade entre  $2714$  e  $2829 \text{ kg/m}^3$  e susceptibilidade



magnética entre 0,012 e 0,042 SI, é correlacionado com rochas vulcânicas e sequências metassedimentares e interpretado como porção superior do Arco Magmático de Goiás.

Blocos menores associados a anomalias de pequenos comprimentos de onda foram modelados e interpretados como rochas ígneas associadas aos eventos tectono-termais do proterozóico e fanerozóico; são tidas como rochas ígneas básicas (Tabela 3.4, bloco 1), ígneas ácidas (Tabela 3.4, bloco 2) e ígneas indefinidas (Tabela 3.4, bloco 3) e estão localizadas na porção superior da crosta, no embasamento da bacia (Figuras 3.7 e 3.8). Estes diferentes blocos foram interpretados e agrupados em tipos litológicos de acordo com as propriedades físicas obtidas pela modelagem direta e correlação com o contexto geotectônico que originou o embasamento da bacia. Os blocos com densidade entre 2702 e 3082 kg/m<sup>3</sup> e susceptibilidade magnética entre 0,01 e 0,073 SI são interpretados como ígneas básicas. Já os blocos com valores de densidade entre 2474 e 2588 kg/m<sup>3</sup> e susceptibilidade magnética entre 0,009 e 0,051 SI são correlacionados a rochas ígneas ácidas. Como rochas ígneas indefinidas consideramos os blocos com densidade e susceptibilidade magnética entre 2226 e 3025 kg/m<sup>3</sup> e -0,001 e -0,097 SI, respectivamente. Os valores negativos de susceptibilidade magnética são correlacionáveis, de acordo com Dentith e Mudge (2014), aos minerais diamagnéticos, que podem ser associados às rochas ígneas ricas em quartzo e feldspatos.

## **3.6. DISCUSSÃO**

### ***3.6.1. Os limites crustais dos blocos Paranapanema, Rio Apa e das províncias tectônicas Tocantins e Mantiqueira***

Os modelos geológico-geofísicos (Figuras 3.7 e 3.8) revelam os limites crustais, do embasamento da bacia, entre os blocos Paranapanema, Rio Apa, províncias tectônicas brasileiras (Figura 3.7D) e do Paleocôntinente do São Francisco (Figura 3.8D). Os

principais resultados deste trabalho são a geometria e extensão dos blocos do embasamento, assim como as implicações da geometria do embasamento nos limites deposicionais das supersequências. Para facilitar a descrição e compreensão dos modelos e suas interpretações, o perfil a-a' foi dividido nas regiões oeste 1, oeste 2, central e leste (topo da Figura 3.7) e o perfil b-b' foi dividido nas regiões central, nordeste 1 e nordeste 2 (topo da Figura 3.8).

Os limites são marcados por lineamentos interpretados a partir dos dados geofísicos em Pinto e Vidotti (2019). Estes lineamentos são correlacionados a algumas zonas de falhas dos sistemas transcorrentes Transbrasiliano, Paraíba do Sul e de empurrão da Faixa Brasília.

#### *3.6.1.1. Perfil a-a'*

A região oeste 1 compreende o bloco Rio Apa (blocos 1f, e 1g) e a Faixa Paraguai (bloco b, Figuras 3.7D). O bloco Rio Apa apresenta valor médio de densidade  $2921 \text{ kg/m}^3$ , obtido na modelagem, e corresponde aos granitoides e gnaisses descritos por Cordani et al. (2010), que afloram no norte do Paraguai e no Mato Grosso do Sul. As densidades obtidas a partir da modelagem dos blocos pertencentes à Faixa Paraguai e ao bloco Rio Apa são compatíveis com às densidades obtidas por Dragone et al. (2017), que utilizaram modelagem dos dados gravimétricos de satélites na região central da Bacia do Paraná.

A Faixa Paraguai (bloco b) apresenta espessura média de 5 km e o bloco do Rio Apa (blocos 1f e 1g), 31 km. A região oeste 1 é separada da região oeste 2 pelo TBL1 pertencente ao Sistema Transcorrente Transbrasiliano, próximo ao qual são observados TBL1 menores valores de espessura crustal (Figura 3.7D). Próximo a esse lineamento há

registros de sismos de baixa a média magnitude (Figura 3.6A), que podem indicar, em conjunto à geometria observada nos modelos, uma antiga zona de subducção entre as placas do Rio Apa e Paranapanema. Essa paleozona de subducção é também discutida por Mantovani e Brito Neves (2009) e Dragone (2018), que interpretam a direção de subducção para sudoeste da placa do Rio Apa e em relação ao Paranapanema.

A análise dos domínios crustais da região oeste 1 (Figura 3.7D) e os registros de sismicidade (Figura 3.6A) permitem, também, interpretar que as tensões entre os blocos Rio Apa e Paranapanema são distribuídas para os níveis mais rasos da crosta, correspondentes à Faixa Paraguai. Este efeito é também observado por Rocha et al. (2016) na região central do Brasil, na Província Tocantins, que associam o aumento das concentrações e intensidade dos registros sísmicos às zonas mais finas da litosfera pertencente ao sistema orogênico.

A região oeste 2 representa a Faixa Araguaia e bloco Paranapanema 1, limitados pelas falhas TBL1 e TBL3 pertencentes ao Sistema Transcorrente Transbrasiliiano (Figuras 3.7C e D). A Faixa Araguaia apresenta espessura média de 10 km e o bloco Paranapanema 1 de 29 km. O bloco Rio Apa é sutilmente mais denso do que o Paranapanema 1 que possui densidade de  $2918 \text{ kg/m}^3$ . A diferença de densidade do bloco Paranapanema 1 pode estar associada ao desenvolvimento de arcos vulcânicos e ao plutonismo pós-orogênético, que de acordo com Mantovani e Brito Neves (2009) ocorreram no final do Neoproterozóico, durante a formação do Gondwana Ocidental.

A região central está representada pelo Bloco Paranapanema 2, limitado pelas falhas TBL3 e F3, associadas, respectivamente, aos sistemas transcorrentes Transbrasiliiano e Paraíba do Sul (Figuras 3.7C e D). O Bloco Paranapanema 2 possui densidade média de  $2841 \text{ kg/m}^3$ , apresentando-se menos denso do que o Paranapanema 1, e tem espessura crustal média maior, 40 km. Nesta região o Bloco Paranapanema 2

representa o núcleo. Este aumento de densidade do Bloco Paranapanema 1 comparado ao Paranapanema 2 coincide com as anomalias de condutividade elétrica observadas por Padilha et al. (2015) e nomeada como *Paraná Axial Anomaly* por Maurya et al. (2018). Estes autores associam as anomalias elétricas aos eventos tectono-termiais do Cretáceo que ocorreram na Bacia do Paraná,

A modelagem direta 2,5 D realizada neste trabalho, quando correlacionada às informações sobre a evolução geológica do Gondwana, permite interpretar que a região oeste 2 está associada às antigas zonas de cisalhamento desenvolvidas durante o Neoproterozóico, apresentando menor espessura crustal do Bloco Paranapanema 1 quando comparado à região central (Figura 3.7D). Este arcabouço tectônico demonstra que a região oeste 2 é tectonicamente mais frágil, susceptível ao desenvolvimento de estruturas rúpteis que facilitaram a colocação de corpos ígneos pré-cambrianos e percolação de magmas que originaram a Província Ígnea Paraná-Etendenka.

A região central apresenta um bloco, sobre o Bloco Paranapanema 2, que pertence à Faixa Ribeira (Figura 3.7D). Segundo Heilbron et al. (2000), na região próxima à borda leste da Bacia do Paraná afloram unidades pertencentes à Faixa Ribeira que apresentam sistemas de falhas de empurrão com vergência para noroeste. A informação sobre a vergência dessas falhas pode justificar a interpretação no modelo geológico-geofísico da presença de parte da Faixa Ribeira em cima do bloco Paranapanema 2, indicando que o transporte tectônico da faixa foi em direção ao bloco Paranapanema (Figura 3.7D). Os dados de sismicidade indicam que existe uma concentração de sismos (Figura 3.6A) na borda leste do bloco Paranapanema, que se estendem para toda Faixa Ribeira. Essa concentração é resultante das tensões da crosta superior que se propagam na região superficial da Faixa Ribeira.

A região leste compreende grande parte da Faixa Ribeira e de seu embasamento. A Faixa Ribeira apresenta espessura de 13 km, sendo a maior espessura em relação às outras faixas móveis modeladas (Figura 3.7D). Ao longo da extensão da faixa foram interpretados diversos sistemas de falhas relacionados ao Sistema Transcorrente Paraíba do Sul. A correlação da geometria do modelo, a localização dos registros sísmicos e as informações sobre a evolução do Gondwana Ocidental permitem interpretar que a possível paleozona de subducção pode estar mergulhando para sudeste, resultante da convergência entre os blocos Paranapanema e Luís Alves (Figura 3.2).

O embasamento da Faixa Ribeira apresenta espessura média de 38 km e densidade média de 2975 kg/m<sup>3</sup>. Este alto valor de densidade está relacionado à região de *mafic underplating*, representado pelo bloco h (Tabela 3.4, Figura 3.7D), que é associado às rochas máfica-ultramáficas resultantes dos eventos tectono-termiais que afetaram a Bacia do Paraná durante o Fanerozóico,

Esta interpretação corrobora as discussões apresentadas por Bernardes (2015) sobre a região de alta velocidade das ondas sísmicas localizada na interface crosta inferior e manto superior no leste da Bacia do Paraná. Contribui ainda com as afirmações de Maurya et al. (2018), que apresentam na região leste da bacia uma zona de alta condutividade elétrica abaixo da crosta, denominada de *Coastal Mantle Anomaly*, interpretada pelos autores como resultante da fusão parcial do manto e magmatismo cretáceo próximo à região do Arco de Ponta Grossa.

#### 3.6.1.2. Perfil b-b',

A região central está representada pelo bloco Paranapanema 2, limitado pelas falhas CACMFZ e F5 (Figura 3.8C e D). O bloco Paranapanema 2 possui mesma

densidade observada no perfil a-a' e o modelo apresenta espessura crustal mínima de 29 km e máxima de 40 km,

A análise dos blocos crustais da região nordeste 1 (Figura 3.8D) permitiu interpretar a existência do domínio litosférico pertencente ao Arco Magmático de Goiás, que aflora próximo ao limite norte da Bacia do Paraná (Figura 3.1). As densidades obtidas no modelo dos blocos pertencentes ao Arco Magmático de Goiás (Tabela 3.4) são próximas aos valores médios obtidos, fora da bacia, ao norte do arco magmático por Koosah et al. (2007), que utilizaram modelagem direta de dados gravimétricos terrestres.

A região nordeste 2 (Figura 3.8D) é interpretada como parte do núcleo metamórfico e cinturão de dobras e falhas da Faixa Brasília e seu embasamento como parte do Paleocontinente São Francisco.

As falhas presentes no modelo que não afloram, foram associadas aos sistemas de falhas de empurrão da Faixa Brasília. Estas falhas afloram na Faixa Brasília e são descritas por Fuck (1994) e Fuck et al. (2014, 2017) como sistemas de empurrão do norte da Faixa Brasília; segundo Sadowski e Campanha (2004), são denominadas como os sistemas de falhas de empurrão Minas-Goiás e São Domingos, porém Hasui (2010) as denomina como Sistema Transcorrente Campo do Meio.

As rochas do núcleo metamórfico e cinturão de dobras e falhas da Faixa Brasília apresentam espessura média de 7,5 km e o Paleocontinente São Francisco de 30 km (Figura 3.8D). O modelo permitiu identificar parte do Arco Magmático de Goiás sobre as supracrustais da faixa, sendo que o paleocontinente São Francisco é limitado pelo Arco Magmático de Goiás (Figura 3.8D).

A interpretação de que parte do arco magmático foi empurrado por cima das rochas supracrustais é sustentada pela evidência da vergência para nordeste dos sistemas

de falhas de empurrão que afloram na Faixa Brasília, descritas por Pimentel et al. (2004) e Silva et al. (2008). A continuidade do Cráton São Francisco (palocontinente) sob a Faixa Brasília (Figura 3.8D) é sustentada pelas interpretações dos dados de gravimetria, descritos por Pereira e Fuck (2005), além de estudos de tomografia sísmica na região ocupada pela Província Tocantins e o Cratón do São Francisco (Assumpção et al., 2004; Rocha et al., 2016; Azevedo, 2017).

A correlação entre a geometria do modelo e as informações disponíveis sobre a evolução geológica do Gondwana Ocidental permitiu a interpretação da possível paleozona de subducção para sudoeste localizada no limite entre o Arco Magmático de Goiás e o palocontinente São Francisco (Figura 3.8D).

Hasui (2010) afirma que a estruturação da Faixa Brasília, nesta região, está associada a uma antiga zona de subducção megulhando para sudoeste, resultante da convergência entre a paleocontinente São Francisco e o bloco Paranapanema. Porém, os dados modelados não permitiram verificar evidência de paleozona de subducção entre esses dois blocos.

### ***3.6.2. Mecanismo que gerou os espaços de acomodação na Bacia do Paraná, com base nas interpretações dos modelos geológicos-geofísicos 2,5 D***

A modelagem direta dos dados geológicos e geofísicos permitiu revelar a continuidade e os limites das supersequências da bacia (Figuras 3.7C e 3.8C), assim como as implicações da geometria e profundidade do embasamento com esses limites. Isso permitiu a construção do modelo evolutivo para a bacia, apresentando os limites modelados da supersequência e do embasamento, destacando as interpretações de altos

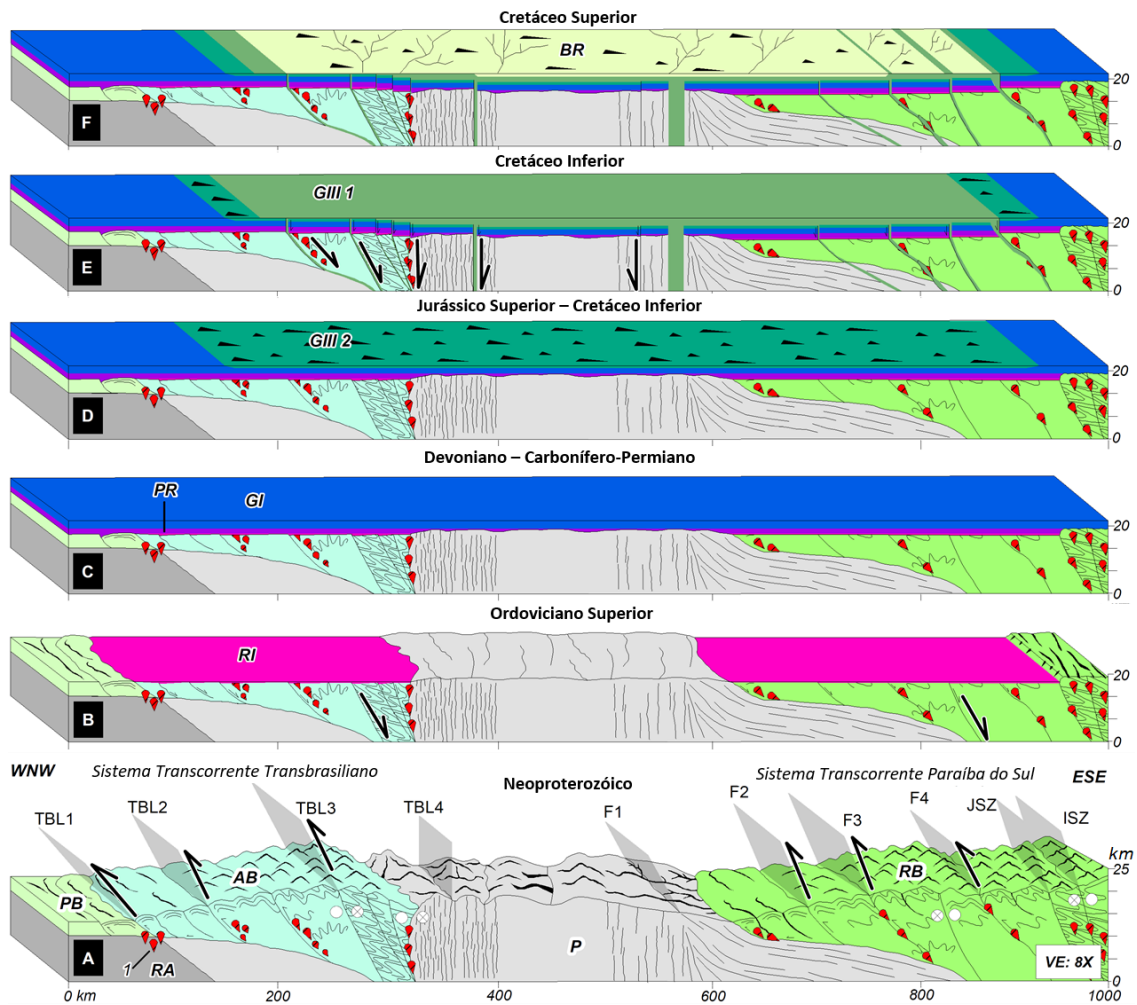
estruturais que limitaram a deposição de algumas sequências e estruturas do embasamento que foram reativadas durante o Fanerozóico.

Durante o Neoproterozóico, as faixas Araguaia, Paraguai, Brasília, Ribeira e o Arco Magmático de Goiás, estavam sob regime compressivo resultante da Orogenia Brasileira (890-490; Almeida et al., 1981; Zalán et al., 1987; Milani e Ramos, 1998; Milani e De Wit, 2008; Hasui, 2010). O resultado da Orogenia Brasileira é evidenciado, no modelo do perfil a-a', pela estruturação NE-SW das faixas Araguaia, Paraguai e Ribeira (Figuras 3.7D e 3.9A) e, no modelo do perfil b-b', pelas direções NNE-SSW e NW-SE do Arco Magmático de Goiás e das rochas do núcleo metamórfico e cinturão de dobras e falhas da Faixa Brasília (Figuras 3.8D e 3.10A). Estas estruturas foram interpretadas como pertencentes aos sistemas transcorrentes Transbrasiliano, Paraíba do Sul e sistemas de empurrão da Faixa Brasília (Figuras 3.9A e 3.10A).

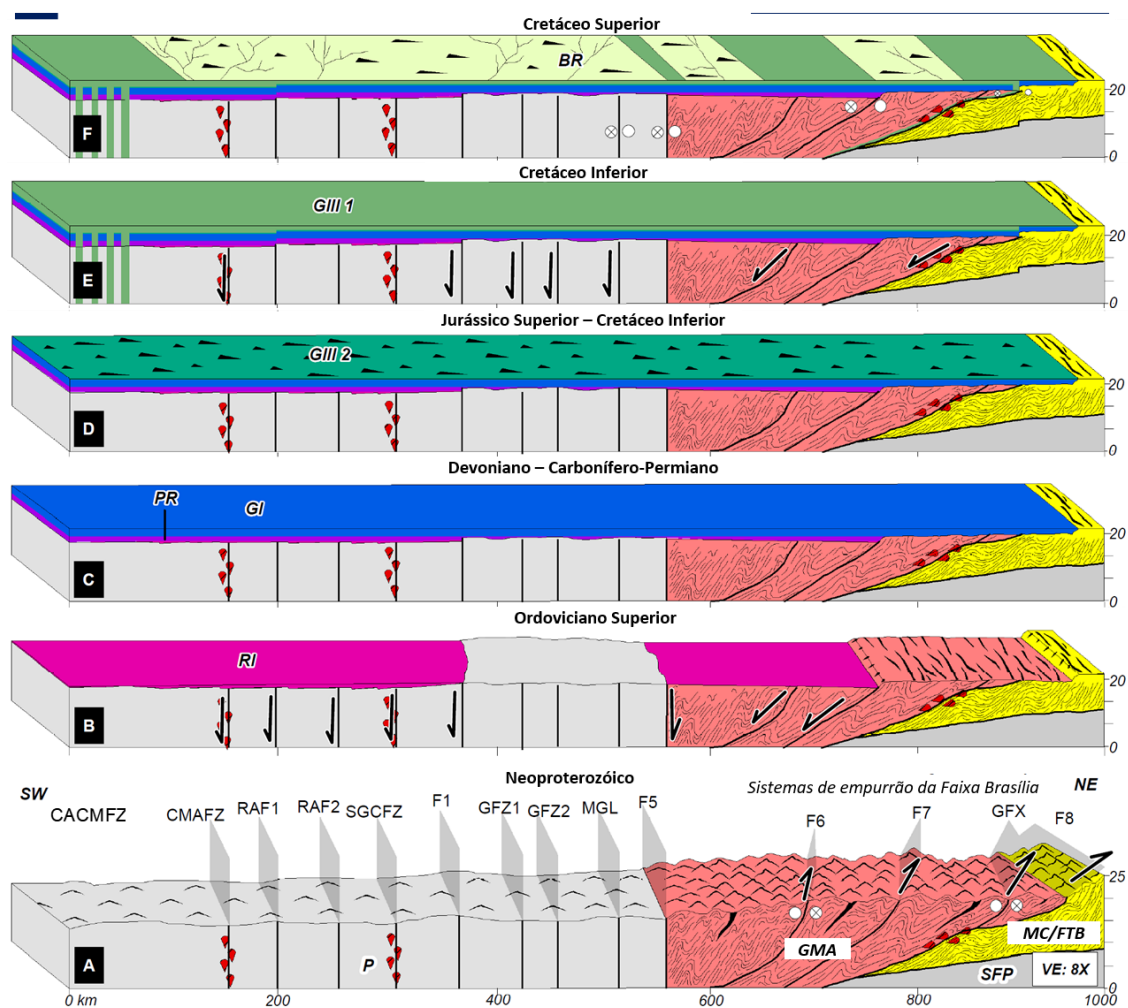
O Ordoviciano Superior (Figuras 3.9B e 3.10B) marca o início da deposição da Supersequência Rio Ivaí. O modelo geológico-geofísico do perfil a-a' permitiu interpretar que a supersequência está restrita às regiões oeste e leste (Figuras 3.7C e 3.9B) e no perfil b-b' está restrito às regiões central e nordeste 1 (Figuras 3.8C e 3.10B). Em ambos os perfis as supersequências estão dispostas em pequenas depressões observadas no embasamento, em forma de grábens, e limitadas por sistemas de falhas profundas (Figuras 3.7D e 3.8D).

A modelagem da Supersequência Rio Ivaí nos perfis a-a' e b-b' permitiu interpretar que as reativações das estruturas neoproterozóicas, herdadas dos sistemas transcorrentes Transbrasilianos e Paraíba do Sul e dos sistemas de empurrão da Faixa Brasília, condicionaram a geometria do embasamento que limitou a deposição dessa supersequência.





**Fig. 3.9.** Evolução tectônica e sedimentar da Bacia do Paraná interpretada a partir do modelo geológico-geofísico do perfil a-a'. (A) Sistemas de falhas de transcorrentes e empurrão resultantes da Orogênese Brasileira durante o Neoproterozóico e as faixas Paraguai (PB), Araguaia (AB), Ribeira (RB), blocos Paranapanema (P) e Rio Apa (RA) e rochas intrusivas ácidas (polígono vermelho); Deposição das supersequências: (B) Supersequência Rio Ivai (RI) no Ordoviciano Superior; (C) Paraná (PR) e Gondwana I (GI) durante o Devoniano ao Permiano; (D) arenitos eólicos (GIII-2); (E) basaltos (GIII-1) da Supersequência Gondwana III durante o Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior; e, (F) Bauru (BR). EV: exagero vertical.



**Fig. 3.10.** Evolução tectônica e sedimentar da Bacia do Paraná interpretada a partir do modelo geológico-geofísico do perfil b-b'. (A) Sistemas de falhas de transcorrentes e empurrão resultantes da Orogênese Brasileira durante o Neoproterozóico e as rochas pertencentes ao núcleo metamórfico e cinturão de dobras e falhas (MC/FTB) e Arco Magmático de Goiás (GMA) da Faixas Brasília, Bloco Parapanama (P) e Paleocontinente São Francisco (SFP) e rochas intrusivas ácidas (polígono vermelho); Deposição das supersequências: (B) Supersequência Rio Ivaí (RI) no Ordoviciano Superior; (C) Paraná (PR) e Gondwana I (GI) durante o Devoniano ao Permiano; (D) arenitos eólicos (GIII-2); (E) basaltos (GIII-1) da Supersequência Gondwana III durante o Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior; e, (F) Bauru (BR). EV: exagero vertical.

As duas primeiras fases de sinéclise resultantes da subsidência por flexura regional da litosfera surgem durante o Devoniano e o Carbonífero-Permiano (Figuras 3.9C e 3.10C) e registram as supersequências Paraná e Gondwana I observadas nos perfis a-a' e b-b' (Figuras 3.7C e 3.8C).

A Supersequência Paraná, observada nos modelos geológico-geofísicos, ocorre em forma tabular ao longo das regiões oeste 1, oeste 2, central e leste do perfil a-a' (Figuras 3.7C e 3.9C), central e nordeste 1 do perfil b-b' (Figuras 3.8C e 3.10C). No perfil a-a' a falha JSZ limita a deposição da Supersequência Paraná (Figuras 3.7C e 3.9C) e no perfil b-b' a sequência é barrada próximo a GFX (Figuras 3.8C e 3.10C). Estas evidências permitem inferir a existência de alto geomorfológico na borda leste e nordeste da bacia, que impediu a sedimentação da Supersequência Paraná nessas regiões.

A Supersequência Gondwana I apresenta, no modelo, a maior espessura quando comparada às outras supersequências, conforme evidenciado nos perfis a-a' (Figuras 3.7C e 3.9C) e b-b' (Figuras 3.8C e 3.10C). A sequência ocorre em forma tabular ao longo de toda a sinéclise.

Durante o Triássico, ocorreu elevado fluxo térmico na região central da bacia, que originou o estágio de soerguimento termal no interior do Gondwana Ocidental, marcado por intensa erosão ao longo de toda a bacia (Milani e Ramos, 1998). Esse evento de soerguimento é interpretado nos modelos dos perfis a-a' e b-b' pela ausência de registro da Supersequência Gondwana II (Figuras 3.8C e 3.9C).

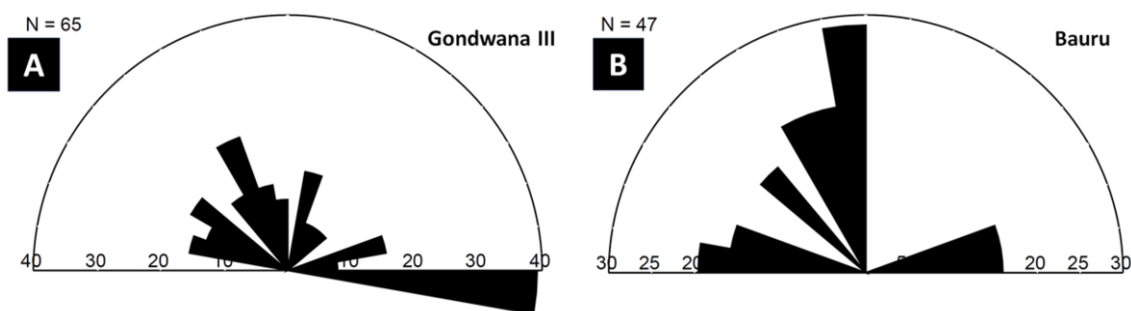
A Supersequência Gondwana III (Figuras 3.9D e 3.10D) é representada por arenitos eólicos e basaltos, respectivamente, pertencentes às formações Botucatu (Figura 3.3C, Fotos C1 e C2) e Serra Geral (Figura 3.3C, Foto C3). Estas formações foram observadas nos levantamentos de campo na região leste da bacia (Figura 3.1B). Segundo Milani (2004) e Milani et al. (2007), a sequência foi depositada ao longo do Jurássico Superior até o Cretáceo Inferior.

A Formação Botucatu (Figuras 3.9D e 3.10D) é denominada em nossos modelos geológico-geofísicos dos perfis a-a' e b-b' (Figuras 3.7C e 3.8C) como Gondwana III 2 e

ocorre como camada contínua com espessura média de 200 m. A Formação Serra Geral (Figuras 3.9E e 3.10E) é nomeada em nossos modelos como Gondwana III 1 e apresenta-se como unidade contínua com espessura máxima de 1850 m na região central da bacia.

A Supersequência Bauru (Figuras 3.9F e 3.10F) é composta por unidade siliciclástica psamítica acumulada em condições semiáridas a desérticas (Figura 3.3D). A supersequência foi modelada em ambos os perfis, como unidade contínua na região central da bacia, que recobre os basaltos (Figuras 3.7C e 3.8C).

Informações de fraturas adquiridas em afloramentos pertencentes às supersequências Gondwana III e Bauru apresentam estruturação E-W (Figura 3.11). Segundo Riccomini (2008), Hasui (2010) e Pereira et al. (2012), essas direções correspondem ao Sistema Transcorrente Neotectônico desenvolvido no Neogeno, e apresentam componentes transpressivo e transtrativo, que formam os binários dextrais, desenvolvidos ao longo da fase de abertura do Oceano Atlântico Sul.



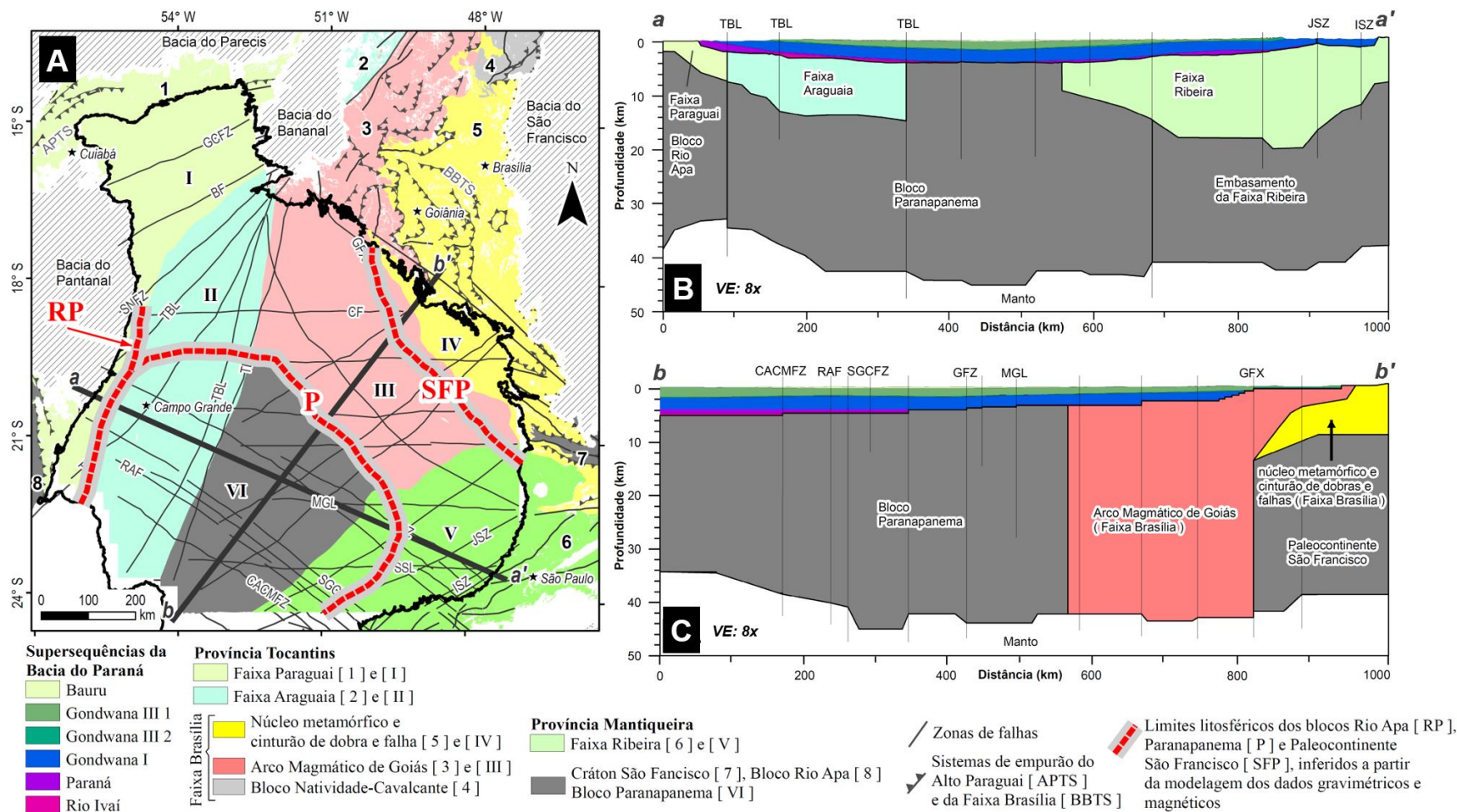
**Fig. 3.11.** Diagrama de roseta das fraturas presentes nas supersequências Gondwana III (A) e Bauru (B).

N: número de fraturas.

### 3.7. CONCLUSÕES

- O resultado da modelagem direta 2,5 D dos dados geofísicos contribui com novas informações sobre as espessuras, geometrias (Figuras 3.7 e 3.8) e parâmetros físicos (Tabela 3.4) das supersequências e blocos do embasamento da parte centro-norte da bacia, informações que não foram apresentadas nos modelos propostos por Milani e Ramos (1998), Mantovani et al. (2005), Cordani et al. (2009) e Pinto e Vidotti (2019). Os terrenos que são apresentados em nossos modelos pertencem às províncias Tocantins (faixas Araguaia, Paraguai, Brasília - núcleo metamórfico e cinturão de dobras e falhas e Arco Magmático de Goiás) e Mantiqueira (Faixa Ribeira), blocos Paranapanema e Rio Apa, e Paleocontinente São Francisco. Essas informações dos limites, em profundidade, obtidos a partir da modelagem integrada dos dados geológicos e geofísicos dos terrenos pertencentes ao embasamento da bacia, possibilitou adicionar ao modelo de Pinto e Vidotti (2019) os limites litosféricos em superfície e subsuperfície pertencentes aos blocos Paranapanema, Rio Apa e paleocontinente São Francisco (Figura 3.12A). Além disso, os perfis litosféricos, até 50 km de profundidade, (Figuras 3.12B e C) que representam a parte centro-norte da bacia, destacam a continuidade e espessuras das supersequências e terrenos que pertencem ao embasamento.
- A modelagem direta permitiu apresentar informações sobre as espessuras das faixas orogênicas que fazem parte das províncias tectônicas Tocantins e Mantiqueira ao longo dos perfis a-a' e b-b', obtendo espessuras de 5 km para a Faixa Paraguai, 10 km para a Faixa Araguaia, 13 km para a Faixa Ribeira e 7,5 km para as rochas do núcleo metamórfico e cinturão de dobras e falhas da Faixa Brasília, destacando que esses valores estão restritos ao embasamento da porção centro-norte da bacia (Figura 3.7D, 3.8D e 3.12).

- Foram obtidas pela modelagem direta 2,5 D as espessuras e continuidade das supersequências, por toda a extensão da área de estudo e não apenas nas regiões onde se tem sondagem ou dados sísmicos. A Supersequência Rio Ivaí apresenta espessuras de 800 m na região oeste e 100 m nas regiões central e nordeste. A Supersequência Paraná possui espessuras de 500 m na região oeste, 800 metros na região leste, 710 m na região central e 110 m na região nordeste. A Supersequência Gondwana III têm espessuras de 300 m nas regiões oeste e leste, 120 metros na região central e 140 metros na região nordeste para a Formação Botucatu, e 900 m na região oeste e 1850 m na região central para a Formação Serra Geral. A Supersequência Bauru possui espessuras de 440 m na região central, 220 m nas regiões oeste e leste, e 80 m na região nordeste.
- A interpretação geológica das modelagens do embasamento e das supersequências, nos perfis a-a' e b-b' (Figura 3.12), permitiu sugerir que as reativações herdadas dos sistemas transcorrentes Transbrasiliano e Paraíba do Sul e dos sistemas de empurão da Faixa Brasília, condicionaram a geometria do embasamento que limitou a deposição dessas supersequências. Essa morfologia do embasamento confinou a deposição principalmente das supersequências Rio Ivaí, em sistemas de rifte do embasamento (Figuras 3.7 e 3.9), e Paraná, evidenciada pela possível existência de alto geomorfológico na região leste e nordeste da bacia (Figuras 3.8 e 3.10).



**Fig. 3.12.** (A) Modelo do embasamento da Bacia do Paraná destacando os limites litosféricos dos blocos Rio Apa [RP], Paranapanema [P] e paleocontinente São Francisco [SFP], e os perfis litosféricos esquemáticos a-a'(B) e b-b'(C), até 50 km de profundidade, interpretados a partir da modelagem dos dados magnéticos e gravimétricos, com os limites das superseqüências e os blocos do embasamento da bacia. Adaptados de Almeida et al. (1977, 1981), Schobbenhaus et al. (2003) e Pinto e Vidotti (2019).

### 3.8. AGRADECIMENTOS

Agradecemos à Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis por disponibilizar dados aerogeofísicos e os perfis compostos dos poços estratigráficos, que foram usados nos estudos. Também, a Universidade de Brasília pela infra-estrutura utilizada para a pesquisa. Esse estudo foi parcialmente financiado pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), Brasil, sob o Código Financeiro 001.

### 3.9. REFERÊNCIAS

- Allen, P.A. e Allen, J.R. (2013). *Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment*. John Wiley and Sons, 619 p.
- Almeida, F.F.M. e Hasui, Y. (Eds.) (1984). *O Pré-cambriano do Brasil*. Edgar Blucher Ltda, Brazil, 378 p.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves da, B.B., Fuck, R.A. (1977). Províncias Estruturais Brasileiras. In: *Atas do VII Simpósio de Geologia do Nordeste*, Campina Grande, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), Brazil, pp. 363-391.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17 (1-2), 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R. (2000). The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50 (1), 77-111. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00072-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00072-0)
- Assumpção, M., An, M., Bianchi, M., França, G.S., Rocha, M., Barbosa, J.R., Berrocal, J. (2004). Seismic studies of the Brasília fold belt at the western border of the São Francisco Craton, Central Brazil, using receiver function, surface-wave dispersion and teleseismic tomography. *Tectonophysics*, 388 (1-4), 173-185. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.04.029>
- Assumpção, M., Bianchi, M., Julià, J., Dias, F.L., França, G.S., Nascimento, R., Drouet, S., Pavão, C.G., Albuquerque, D.F., Lopes, A.E.V. (2013). Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 74-85, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.009>
- Astini, R.A., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E., Cañas, F.L. (1996). La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. In *Congreso Geológico Argentino* (No. 13, pp. 293-324).
- Azevedo, P.A.D. (2017). *Estudo do manto superior sob o Brasil utilizando tomografia sísmica de tempo de percurso com ondas P*. Ph. D. Thesis, Universidade de Brasília, Brasília, Brazil, 114 p. <http://repositorio.unb.br/handle/10482/31121>
- Baranov, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22 (2), 359-382. <https://doi.org/10.1190/1.1438369>



- Baranov, V. e Naudy, H. (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29 (1), 67-79. <https://doi.org/10.1190/1.1439334>
- Bernardes, R.B. (2015). *Modelo de Velocidade Sísmica de Ondas P da Crosta e Manto Superior ao Longo do Perfil PABBRISE, Estado de São Paulo*. M. Sc. Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brazil, 92 p. <http://dx.doi.org/10.26512/2015.12.D.20299>
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Cordani, A., Thomaz Filho, A. (1984). Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brasil. *Journal of Geodynamics*, 1, 495–510. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(84\)90021-8](https://doi.org/10.1016/0264-3707(84)90021-8)
- Brito Neves, B.B.D., Campos Neto, M.D.C., Fuck, R.A. (1999). From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22 (3), 155-166.
- Brito Neves, B.B. (2004). A história dos continentes – trajetórias e tramas tectônicas, In: Mantesso-Neto V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, VIII, p. 123-150.
- Brito Neves, B.B., e Fuck, R.A. (2013). Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. *Journal of South American Earth Sciences*, 47, 72-89. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.04.005>
- Boggiani, P.C. e Alvarenga, C.J.S. (2004). Faixa Paraguai, In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, Brazil, VII, pp. 113-121.
- Campos Neto, M.D.C. (2000). Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, A., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 31, pp. 335-365.
- Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Porto, R., Thomaz Filho, A., Cunha, F.M.B. (1984). Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo, Secção Exploração Petróleo*, 15, 1-70.
- Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., Thomaz Filho, A. (2009). Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (atualização). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 17 (1), 205-219.
- Cordani, U.G., Ramos, V.A., Fraga, L.M., Cegarra, M., Delgado, I., de Souza, K.G., Gomes, F.E.M., Schobbenhaus, C. (2016). *Tectonic Map of South America at 1:5,9 M*, CGMW-CPRM-SEGEMAR, <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/16750>
- Cordani, U.G., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Coutinho, J.M.V., Ruiz, A.S. (2010). The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and northern Paraguay: Geochronological evolution, correlations and tectonic implications for Rodinia and Gondwana. *American Journal of Science*, 310 (9), 981-1023. <https://doi.org/10.2475/09.2010.09>
- Curto, J.B., Vidotti, R.M., Blakely, R.J., Fuck, R.A. (2015). Crustal framework of the northwest Paraná Basin, Brazil: Insights from joint modeling of magnetic and gravity data. *Tectonophysics*, 655, 58-72. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.011>
- Curto, J.B., Vidotti, R.M., Fuck, R.A., Blakely, R.J., Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L. (2014). The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119 (3), 1544-1562, <https://doi.org/10.1002/2013JB010593>

- Dardenne, M.A. (2000). The Brasília Fold Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 1, pp. 231-263.
- Dearing, J. (1994). *Environmental magnetic susceptibility*. Using the Bartington MS2 system, Kenilworth, Chi Publ, 54 p.
- Dentith, M. e Mudge, S.T. (2014). *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press, 516 p.
- Dragone, G.N. (2018). *A litosfera das Bacias do Chaco-Paraná e Paraná integrando gravimetria e sondagens magnetotélúricas: novos vínculos à tectônica do Gondwana Sul-Occidental*. Ph. D. Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil, 197 p.
- Dragone, G.N., Ussami, N., Gimenez, M.E., Klinger, F.G.L., Chaves, C.A.M. (2017). Western Paraná suture/shear zone and the limits of Rio Apa, Rio Tebicuary and Rio de la Plata cratons from gravity data. *Precambrian Research*, 291, 162-177. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.029>
- Fuck, R.A. (1994). A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: *Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, Sociedade Brasileira de Geologia, 4, 184-187,
- Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Armstrong, R., Laux, J.H., Junges, S.L., Armstrong, R., Soares, J.E.S., Praxedes, I. F. (2014). Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, 244, 53-74. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.003>
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Alvarenga, C.J., Dantas, E. L. (2017), The northern Brasília belt. In: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmin, F.F. (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*, Springer, Switzerland, 11, pp. 205-220.
- Fulfaro, V.J., Gama Junior, E., Soares, P.C. (1980). *Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná*. Relatório BP-008/80, Consócio IPT-CESP, São Paulo, Paulipetro, 167 p.
- Fyfe, W.S. e Leonardos Jr., O.H. (1974). Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian Atlantic coast: the African connection. *Revista Brasileira de Geociências*, 4 (4): 247-251. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/12454/12014>
- Geosoft (2014). *GM-SYS Profile Modelling Guided Learning Paths*. Geosoft Inc, online material. <https://my.geosoft.com/Landing? returnUrl=%2f>
- Geosoft (2015a). *MAGMAP Filtering Guided Learning Path: Defining and Applying Filters and Inverse FFT in MAGMAP*. Geosoft Inc, online material. <https://my.geosoft.com/Landing? returnUrl=%2f>
- Geosoft (2015b). *Grav/Mag Interpretation Guided Learning Paths: Performing Euler Deconvolution with Grav/Mag Interpretation*. Geosoft Inc, online material. <https://my.geosoft.com/Landing? returnUrl=%2f>
- Geosoft (2015c). *Creating 2D Gravity and Magnetic Models*. Geosoft Inc, Course Manual, 66 p.
- Geosoft (2018). *Oasis Montaj Larning Path: Gridding using the Bi-Directional Gridding Method*. Geosoft Inc, online material. <https://my.geosoft.com/Landing? returnUrl=%2f>
- Grant, F.S. e Dodds, J. (1972). *MAGMAP FFT processing system development notes*. Paterson Grant and Watson Limited, 230.
- Hasui, Y. (2010). A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociências*, Universidade Estadual Paulista (UNESP), 29 (2), 141-169. <http://hdl.handle.net/11449/71882>
- Hasui, Y. (2012a). Sistema Orogênico Tocantins. In: Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M., Bartorelli, A. (Eds.), *Geologia do Brasil*, Beca, Brazil, pp. 289-325.

- Hasui, Y. (2012b). Sistema Orogênico Mantiqueira. In: Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M., Bartorelli, A. (Eds.), *Geologia do Brasil*, Beca, Brazil, pp. 331-371.
- Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmin, F.F. (2017). The São Francisco Craton and Its Margins. In: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmin, F.F. (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*, Springer, Switzerland, 2, pp. 3-14.
- Heilbron, M., Mohriak, W.U., Valeriano, C.M., Milani, E.J., Almeida, J., Tupinambá, M. (2000). From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Mohriak, W. e Talwani, M. (Eds.), *Atlantic Rifts and Continental Margins*, American Geophysical Union, Geophysical Monograph 115, 1-32. <https://doi.org/10.1029/GM115p0001>
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.D.C., Silva, L.D., Trouw, R.A.J., Janasi, V.D.A. (2004). Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, Brazil, XIII, pp. 203-235.
- Hinze, W.J., Von Frese, R.R.B., Saad, A.H. (2013). *Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices, and Applications*. Cambridge University Press, United Kingdom, 502 p.
- Ingersoll, R.V. (2012). Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature. In: Busby, C.J. e Azor, A. (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins, Recent Advances*. Blackwell Publishing, 1, pp. 3-43.
- Keating, P.B. (1998). Weighted Euler deconvolution of gravity data. *Geophysics*, 63 (5), 1595–1603. <https://doi.org/10.1190/1.1444456>
- Kearey, P., Klepeis, K.A., Vine, F.J. (2009). *Global tectonics*. John Wiley and Sons, 3rd, 482 p.
- Koosah, M., Vidotti, R., Soares, J.E., Fuck, R.A. (2007). Gravimetric and seismic data integration in a 2D forward gravimetric modeling for the crust and lid mantle beneath northern Brasília Belt. In: *10th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and EXPOGEF 2007*, Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil, 19-23, pp. 2363-2366. <https://doi.org/10.1190/sbgf2007-467>
- Lagorio, S.L. (2008). Early Cretaceous alkaline volcanism of the Sierra Chica de Córdoba (Argentina): Mineralogy, geochemistry and petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences*, 26 (2), 152-171. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.05.003>
- Lasa (2010a). *Aerolevantamento Gravimétrico: relatório final de aquisição e processamento de dados da Bacia do Paraná*. LASA Engenharia e Prospecção S.A., Brazil, 98 p.
- Lasa (2010b). *Aerolevantamento Magnetométrico: relatório final de aquisição e processamento de dados da Bacia do Paraná*. LASA Engenharia e Prospecção S.A., Brazil, 73 p.
- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Gioia, S.M.C., Ferreira, V.P. (2010). The Anicuns-Itaberaí Volcano-Sedimentary Sequence, Goiás Magmatic Arc: New Geochemical and Nd-Sr Isotopic Data. *Geochimica Brasiliensis*, 24 (1), 13-28.
- Mantovani, M.S. e Brito Neves, B.B. (2009). The Paranapanema Lithospheric Block: Its Nature and Role in the Accretion of Gondwana. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.), *Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution*, Elsevier Science, 16, 257-272. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(09\)01619-3](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(09)01619-3)
- Mantovani, M.S.M., Quintas, M.C.L., Shukowsky, W., Brito Neves, B.B. (2005). Delimitation of the Paranapanema Proterozoic block: a geophysical contribution. *Episodes-News magazine of the International Union of Geological Sciences*, 28 (1), 18-22. <http://52.172.159.94/index.php/epi/article/view/62279>
- Maurya, V.P., Meju, M.A., Fontes, S.L., Padilha, A.L., La Terra, E.F., Miquelutti, L.G. (2018). Deep resistivity structure of basalt-covered central part of Paraná Basin, Brazil from Joint 3D MT and GDS

- data imaging, american geophysical union. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 1-20. <https://doi.org/10.1029/2017GC007314>
- Marangoni, Y.R. e Mantovani, M.S.M. (2013). Geophysical signatures of the alkaline intrusions bordering the Paraná Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 41, 83-98. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.08.004>
- Marini, O.J., Fuck, R.A., Danni, J.C., Dardenne, M.A. (1981). A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: *Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais*, 1, 100-113.
- Marson, I. e Klingele, E.E. (1993). Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3-D interpretation. *Geophysics*, 58 (11), 1588-1595. <https://doi.org/10.1190/1.1443374>
- Milani, E.J. (1997). *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Ph. D. Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil, 255 p.
- Milani, E.J. (2004). Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano*, Beca, Brazil, pp. 265-280.
- Milani, E.J. e De Wit, M.J. (2008). Correlations between the classic Paraná and Cape–Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, Geological Society, London, Special Publications, 294 (1), pp. 319-342. <http://dx.doi.org/10.1144/SP294.17>
- Milani, E.J., Faccini, U.F., Scherer, C.M., Araújo, L.M., Cupertino, J.A. (1998). Sequences and Stratigraphic Hierarchy of The Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG-USP Série Científica*, 29, 125-177. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-8986.v29i0p125-173>
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B. (2007). Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15 (2), 265-287.
- Milani, E.J. e Ramos, V.A. (1998). Orogenias paleozóicas no domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geologia*, 28 (4), 473-484. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11243>
- Milani, E.J. e Thomaz Filho, A. (2000). Sedimentary basins of South America. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*, 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Brazil, pp. 389-449.
- Moro, P.S., Vidotti, R.M., Dantas, E.L. (2018). Structural framework from gravity and magnetic data in the Paleo/Mesoproterozoic Araí rift-sag Basin, Central Brazil. *Geophysics*, 83 (4), B195-B207. <https://doi.org/10.1190/geo2017-0627.1>
- NGA (2006). *GM-SYS Gravity and Magnetic Modeling Software: User's Guide version 4.9*. Corvallis, Northwest Geophysical Associate, 106 p.
- Okuma, S., Nakatsuka, T., Makino, M., Morijiri, R. (1998). Aeromagnetic Constraints on the Basement Structure of the Tunghai Shelf and the Okinawa Trough in the East China Sea. In: Gibson, R.I. e Millegan, P.S. (Eds.), *Geologic applications of gravity and magnetics: Case histories*, Society of Exploration Geophysicists and American Association of Petroleum Geologists, 3, pp. 59-63. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801832>
- Padilha, A.L., Vitorello, I., Antunes, C.E., Pádua, M.B. (2015). Imaging three-dimensional crustal conductivity structures reflecting continental flood basalt effects hidden beneath thick intracratonic basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120 (7), 4702-4719. <https://doi.org/10.1002/2014JB011657>

- Pavão, C.G. (2014). *Avaliação de Metodologias de Interpolação Espacial para Dados Geofísicos de Espessura Crustal do Brasil*. Ph. D. Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brazil, 130 p. <http://repositorio.unb.br/handle/10482/16333>
- Pavão, C.G., França, G.S., Marotta, G.S., Menezes, P.H.B.J., Neto, G.B.S., Roig, H.L. (2012). Spatial interpolation applied a crustal thickness in Brazil. *Journal of Geographic Information System*, 4 (2), 142-152. <http://dx.doi.org/10.4236/jgis.2012.42019>
- Peate, D.W. (1997). The Paraná-Etendenka Province. In: Mahoney, J.J. e Coffin, M.F. (Eds.), *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planet Food Vulcanism*, American Geophysical Union, pp. 217-245.
- Pereira, E., Carneiro, C.D.R., Bergamaschi, S., Almeida, F.D. (2012). Evolução das Sinéclises Paleozoicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M., Bartorelli, A. (Eds.), *Geologia do Brasil*, Beca, Brazil, pp. 374-394.
- Pereira, R.S. e Fuck, R.A. (2005). Archean nucleii and the distribution of kimberlite and related rocks in the São Francisco craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (4), 93-104.
- Pimentel, M.M. e Fuck, R.A. (1992). Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20 (4), 375-379. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2)
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Gioia, S.M.C.L. (2000). The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil: A review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (1), 035-039.
- Pimentel, M.M., Jost, H., Fuck, R.A. (2004). O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, pp. 355-368.
- Pinto, M.L. e Vidotti, R.M. (2019). Tectonic framework of the Paraná basin unveiled from gravity and magnetic data. *Journal of South American Earth Sciences*, 90, 216-232. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.006>
- Popowsky, T., Connar, G., French, R. (2009). *GM-SYS Profile Modeling, Gravity and magnetic modeling software for Oasis Montaj*. Geosoft Inc., GM-SYS User's Guide v 4.1, 107 p.
- Prieto, C. (1998). Gravity/Magnetic Signatures of Various Geologic Models - An Exercise in Pattern Recognition. In: Gibson, R.I. e Millegan, P.S. (Eds.), *Geologic applications of gravity and magnetics: Case histories*, Society of Exploration Geophysicists and American Association of Petroleum Geologists, 3, pp. 20-27. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801832>
- Ramos, V.A. e Allmendinger, R.W. (1990). *Field guide to geology of the Central Andes (31°-33° SL)*. International Union of Geological Sciences, Universidad de Buenos Aires, Argentina, 68 p.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J.M., Palma, M. (1986). Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes, American Geophysical Union. *Tectonics*, 5 (6), 855-880. <https://doi.org/10.1029/TC005i006p00855>
- Ramos, V.A., Litvak, V. D., Folguera, A., Spagnuolo, M. (2014). An Andean tectonic cycle: From crustal thickening to extension in a thin crust (34–37 SL). *Geoscience Frontiers*, 5 (3), 351-367. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.12.009>
- Ramos, V.A. e Vujovich, G.I. (1993). Alternativas de la evolución del borde occidental de America del Sur durante el Proterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, 23 (3), 194-200. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11621>
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R., Otamendi, J. (2010). Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, 50 (3-4), 243-255. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.01.019>

- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millet, A.J., Somerton, I.W. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55 (1), 80-91. <https://doi.org/10.1190/1.1442774>
- Reid, A.B., Ebbing, J., Webb, S.J. (2014). Avoidable Euler Errors - the use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields. *Geophysical Prospecting*, 62 (5), 1162-1168. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12119>
- Reid, A., FitzGerald, D., McInerny, P. (2003). Euler deconvolution of gravity data. In: *2003 SEG Annual Meeting*, Society of Exploration Geophysicists, pp. 580-583. <https://doi.org/10.1190/1.1817993>
- Reid, A.B. e Thurston, J.B. (2014). The structural index in gravity and magnetic interpretation: Errors, uses, and abuses. *Geophysics*, 79 (4), 61-66. <https://doi.org/10.1190/geo2013-0235.1>
- Renne, P.R., Glen, J.M., Milner, S.C., Duncan, A.R. (1996). Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. *Geology*, 24 (7), 659-662. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0659:AOEFVA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0659:AOEFVA>2.3.CO;2)
- Riccomini, C. (2008). Rapid changes of stress-field in the passive continental margin of southeastern Brazil. In: Abstracts, *33rd International Geological Congress*, Oslo, Norway (Vol, 1345083).
- Rocha, M.P., Azevedo, P.A., Marotta, G.S.A., Schimmel, M., Fuck, R. (2016). Causes of intraplate seismicity in central Brazil from travel time seismic tomography. *Tectonophysics*, 680, 1-7. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.005>
- Rudnick, R.L. e Fountain, D.M. (1995). Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of geophysics*, 33 (3), 267-309. <https://doi.org/10.1029/95RG01302>
- Sadowski, G.R. e Campanha, G.A.C. (2004). Grandes Falhas no Brasil Continental. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano*, Beca, Brazil, pp. 407-421.
- Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M. (2003). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Brazil, 35 CD-ROMs.
- Silva, L.J.H.D., Vasconcelos, M.A.R., Silva D.V.G. (2008). Timing and role of the Maranhão River Thrust in the evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt and Tocantins Province, central Brazil. *Gondwana Research*, 13 (3), 352-374. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.09.004>
- Sloss, L.L. (1963). Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 74 (2), 93-114. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1963\)74\[93:SITCIO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1963)74[93:SITCIO]2.0.CO;2)
- Soares, P.C. (1991). *Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná – controles*. Ph. D. Thesis, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brazil, 131 p.
- Soares, P.C., Landim, P.M.B., Fulfaro, V.J. (1978). Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geological Society of America Bulletin*, 89 (2), 181-191. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<181:TCASSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<181:TCASSI>2.0.CO;2)
- Strugale, M., Rostirolla, S.P., Mancini, F., Portela Filho, C.V., Ferreira, F.J.F., Freitas, R.C. (2007). Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 24 (2-4), 203-227. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.05.003>
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge university press, 2nd, 774 p.
- Thompson, D.T. (1982). EULDPH: A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47 (1), 31-37. <https://doi.org/10.1190/1.1441278>

- Thurston, J.B. e Smith, R.S. (1997). Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI (TM) method. *Geophysics*, 62 (3), 807-813. <https://doi.org/10.1190/1.1444190>
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M. (1994). Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 121 (3-4), 333-348. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90076-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90076-0)
- Ulbrich, H.H.G.J. e Gomes, C.B. (1981). Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Science Reviews*, 17 (1-2), 135-154. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90009-X](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90009-X)
- Valeriano, C.D.M., Dardenne, M.A., Fonseca, M.A., Simões, L.S.A., Seer, H.J. (2004). A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, pp. 575-592.
- Valeriano, C.D.M. (2017). The Southern Brasília Belt. In: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*, Springer, 10, pp. 189-203.
- Vidotti, R.M., Ebinger, C.J., Fairhead, J.D. (1998). Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 159 (3-4), 117-132. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00070-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00070-3)
- Zalán, P.V. (2004). Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano*, Beca, Brazil, pp. 595-615.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Santos Neto, E.V., Cerqueira, J.R., Marques, A. (1990). The Paraná Basin, Brazil. In: Leighton, M.W., Kolata, D.R., Oltz, D.F., Eidel, J.J. (Eds.), *Interior cratonic basins*, Tulsa, American Association of Petroleum Geologists Memoir, M51, pp. 681-708.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C., Astolfi, M.A.M, Vieira, I.S., Appi, C.T., Zanotto, O.A. (1987). Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: *Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, Curitiba, Brazil, 1, 441-477.

## 4. CONCLUSÕES FINAIS

No Capítulo 2, os resultados das anomalias magnéticas e Bouguer correspondentes as diferentes profundidades da crosta, obtidos pela técnica *Matched-filter*, associados a aplicação dos filtros de realce de anomalias como Gradiente Horizontal Total e *Tilt Derivative* do Gradiente Horizontal Total, permitiram interpretar e revelar a continuidade dos grandes sistemas de falhas e limites dos domínios tectônicos pertencentes ao embasamento da porção centro-norte da Bacia do Paraná. Esses domínios foram apresentados como porções do Bloco Paranapanema, Arco Magmático de Goiás (denominado no Capítulo 2 como Domínio Goiano), faixas Araguaia, Paraguai, Ribeira e os domínios do núcleo metamórfico e cinturão de dobras e falhas da Faixa Brasília (denominado no Capítulo 2 como Faixa Brasília) presentes no embasamento da bacia em diferentes profundidades crustais (zonas rasa, intermediária e profunda, Figura 2.8).

A técnica *Matched-filter* demonstrou-se como eficiente ferramenta para investigação do embasamento das bacias sedimentares, pois os produtos das maiores profundidades apresentam pouca interferência dos menores comprimentos de ondas relacionados aos derrames basálticos, limitados as regiões da bacia. Esta interferência é claramente observada no produto magnético mais raso (Figuras 2.6 e 2.7).

Os lineamentos geofísicos em diferentes profundidades foram relacionados aos quatro grandes sistemas transcorrentes brasileiros: (i) na região oeste as estruturas NNE-SSW e NE-SW foram interpretados como continuidade do *trend* regional de Falha Baliza, Zona de Falha General Carneiro, Zona de Falha Serra Negra e Lineamento Transbrasiliano pertencentes ao Sistema Transcorrente Transbrasiliano, (ii) na região nordeste os lineamentos NW-SE foram associados a continuidade do *trend* regional pertencente ao sistema de falhas de empurrão da Faixa Brasília / Sistema Transcorrente



Campo do Meio, (iii) na região leste os lineamentos NE-SW correlacionam-se com o *trend* regional das zonas de cisamento Itapirapuã e Jacutinga pertencentes ao Sistema Transcorrente Paraíba do Sul, e (iv) as estruturas E-W correlacionam-se com o *trend* regional da Falha Cassilândia e Lineamento São Sebastião pertencentes ao Sistema Transcorrente Neotectônico (Figura 2.8).

Os domínios geofísicos foram correlacionados com os terrenos das províncias tectônicas que afloram na borda da bacia. Isso possibilitou a interpretação da continuidade das faixas brasileiras e domínios crustais do embasamento da bacia. Na porção oeste foram interpretadas as faixas Paraguai e Araguaia, na porção leste a Faixa Ribeira, na porção nordeste o núcleo metamórfico e cinturão de dobras e falhas (denominado no Capítulo 2 como Faixa Brasília) e Arco Magmático de Goiás da Faixa Brasília (denominado no Capítulo 2 como Domínio Goiâno) e na região central o Bloco Paranapanema (Figuras 2.8).

No Capítulo 3, o resultado da modelagem direta 2,5 D dos dados geofísicos contribuiu com novas informações sobre às espessuras, geometrias (Figuras 3.7 e 3.8) e parâmetros físicos (Tabela 3.4) das supersequências e blocos do embasamento da parte centro-norte da bacia, informações que não foram apresentadas nos modelos propostos por Milani e Ramos (1998), Mantovani et al. (2005), Cordani et al. (2009) e Pinto e Vidotti (2019).

As informações dos limites, em profundidade, obtidas a partir da modelagem integrada de dados geológicos e geofísicos dos terrenos pertencentes ao embasamento da bacia possibilitou adicionar os limites litosféricos em superfície e subsuperfície dos blocos Paranapanema, Rio Apa e Paleocontinente São Francisco (Figura 3.11A) ao modelo do embasamento da bacia proposto por Pinto e Vidotti (2019), apresentado no Capítulo 1. Além disso, nos perfis modelados a-a' (Figura 3.7) e b-b' (Figura 3.8) foram

apresentadas as extensões, espessuras e interpretações dos blocos litosféricos da parte centro-norte da bacia. Essas informações foram agrupadas e descritas (Tabela 3.4) de acordo com sua natureza, pertencentes ao manto litosférico, crosta inferior e superior, faixas orogênicas brasileiras, blocos Paranapanema, Rio Apa e Paleocôntinente São Francisco e supersequências da Bacia do Paraná.

Também, a modelagem direta 2,5 D permitiu apresentar novas informações sobre as espessuras das faixas orogênicas das províncias tectônicas Tocantins e Mantiqueira no embasamento da bacia. Essas espessuras, que são restritas ao embasamento da porção centro-norte da bacia, correspondem a 5 km para a Faixa Paraguai, 10 km para a Faixa Araguaia, 13 km para a Faixa Ribeira e 7,5 km para às rochas do núcleo metamórfico e cinturão de dobras e falhas da Faixa Brasília (Figura 3.7D e 3.8D).

Assim como, foram obtidas pela modelagem direta 2,5 D as espessuras e continuidade das supersequências, por toda a extensão da área de estudo e não apenas nas regiões onde se tem sondagem ou sísmica. A Supersequência Rio Ivaí apresenta espessuras de 800 m na região oeste e 100 m nas regiões central e nordeste. A Supersequência Paraná possui espessuras de 500 m na região oeste, 800 metros na região leste, 710 m na região central e 110 m na região nordeste. A Supersequência Gondwana III têm espessuras de 300 m na região oeste e leste, 120 metros na região central e 140 metros na região nordeste para à Formação Botucatu, e 900 m na região oeste e 1850 m na região central para à Formação Serra Geral. A Supersequência Bauru possui espessuras de 440 m na região central, 220 m na região oeste e leste, e 80 m na região nordeste.

A interpretação geológica das modelagens do embasamento e das supersequências, nos perfis a-a' e b-b' (Figura 3.12), permitiu sugerir interpretar que as reativações herdadas dos sistemas transcorrentes Transbrasilianos e Paraíba do Sul e dos sistemas de empurão da Faixa Brasília, condicionaram a geometria do embasamento que

limitou à deposição dessas supersequências. Essa morfologia do embasamento confinou a deposição principalmente das supersequências Rio Ivaí, em sistemas de rifte do embasamento (Figuras 3.7 e 3.9), e Paraná, evidenciada pela possível existência de um alto geomorfológico na região leste e nordeste da bacia (Figuras 3.8 e 3.10).

#### 4.1. REFERÊNCIAS

- Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., Thomaz Filho, A. (2009). Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (atualização). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 17 (1), 205-219.
- Mantovani, M.S.M., Quintas, M.C.L., Shukowsky, W., Brito Neves, B.B. (2005). Delimitation of the Paranapanema Proterozoic block: a geophysical contribution. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 28 (1), 18-22. <http://52.172.159.94/index.php/epi/article/view/62279>
- Milani, E.J. e Ramos, V.A. (1998). Orogenias paleozóicas no domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geologia*, 28 (4), 473-484. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11243>
- Pinto, M.L. e Vidotti, R.M. (2019). Tectonic framework of the Paraná basin unveiled from gravity and magnetic data. *Journal of South American Earth Sciences*, 90, 216-232. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.006>