



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra

RAY DIEGO DE LIMA BARBOSA

**MODELAGEM E INVERSÃO DE DADOS POTENCIAIS DA
REGIÃO DO PARQUE DOS GAVIÕES NA BACIA DO PARNAIBA.**

Niterói

Agosto/2021

RAY DIEGO DE LIMA BARBOSA

**MODELAGEM E INVERSÃO DE DADOS POTENCIAIS DA
REGIÃO DO PARQUE DOS GAVIÕES NA BACIA DO PARNAÍBA.**

Dissertação apresentada ao programa de pós graduação dinâmica dos oceanos e da terra, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geofísica e Geologia.

Orientadores:

Prof. Dr. Rodrigo Bijani

Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire

Niterói,
2021

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

B238m Barbosa, RAY DIEGO DE LIMA
MODELAGEM E INVERSÃO DE DADOS POTENCIAIS DA REGIÃO DO PARQUE
DOS GAVIÕES NA BACIA DO PARNAÍBA. / RAY DIEGO DE LIMA Barbosa
; Rodrigo Bijani, orientador ; Antonio Fernandes Menezes
Freire, coorientador. Niterói, 2021.
76 f.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Niterói, 2021.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2021.m.83796886272>

1. Geofísica. 2. Inversão Geofísica. 3. Parnaíba. 4.
Modelagem. 5. Produção intelectual. I. Bijani, Rodrigo,
orientador. II. Freire, Antonio Fernandes Menezes,
coorientador. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto
de Geociências. IV. Título.

CDD -

RAY DIEGO DE LIMA BARBOSA

**MODELAGEM E INVERSÃO DE DADOS POTENCIAIS DA
REGIÃO DO PARQUE DOS GAVIÕES NA BACIA DO PARNAÍBA.**

Dissertação apresentada ao programa de pós graduação dinâmica dos oceanos e da terra, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geofísica e Geologia.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Rodrigo Bijani (Orientador) – UFF

Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire (Orientador) – UFF

Dr. Marcos Klotz de Souza – Petrobras

Dr. João Marinho de Moraes Neto – Petrobras

Niterói,
2021

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar a Deus, uma fonte de Graça que nos favorece sem merecimento. Sem Ele estaria a mercê de tantas correntes e certamente estaria perdido no lugar onde me encontrou. Sem Ele não teria força, capacidade e muito menos, intelecto para produzir algo de bom nessa jornada.

Aos meus orientadores Rodrigo Bijani e Fernando Freire, por dirigir a temática do trabalho e por todo o tempo investido para que o material tivesse relevância científica e estivesse de acordo com o que havia sido planejado. Em muitos momentos fizeram críticas muito construtivas que fizeram o trabalho tomar o rumo correto.

A Seequent, pelo incentivo aos meus estudos e minha formação profissional. Pelos softwares cedidos, que foram fundamentais para o desenvolvimento do trabalho e pela flexibilização quanto ao meu tempo. Ao BDEP/ANP por ceder os dados geofísicos utilizados nesse trabalho. Somente é possível a geração de tantos trabalhos de qualidade por causa do fomento realizado por eles junto a comunidade científica.

As colegas Maria Luiza, Jennifer, Leandro e Luana colegas da UFF e Seequent que ajudaram com dados e discussões técnicas. A Telma Aisengart, mentora e colega de profissão, por investir no meu desenvolvimento desde o início, quando era apenas um recém formado com zero experiência na indústria.

Meus pais Rai e Rosa pois diante de todas as dificuldades que enfrentaram, provenientes de famílias muito humildes, nunca economizaram esforços para dar aos seus três filhos uma educação de qualidade. Minha gratidão e amor eterno a eles e meus irmãos Diogo e Júnior.

A minha esposa Gabriela, por acreditar mesmo quando nem eu acreditava. Obrigado pelo amor incondicional e por me impulsionar a ser melhor em todos os sentidos. Ela é meu porto seguro e minha melhor amiga.

A Bola de Neve do Rio de Janeiro, que se tornou pra nós uma verdadeira família. Nessa casa encontramos amor, companheirismo e propósito. A Davi e Larissa Fuchs por guiarem tão bem todos dessa casa.

Agradeço também a UFF e funcionários, que tem lutado bravamente e resistido nesse grande vale que nos encontramos durante a pandemia do COVID 19.

RESUMO

A bacia intracratônica do Parnaíba, situada no nordeste brasileiro, possui área de 675.000 km² e apesar do incremento nos esforços para conhecê-la geológica ou geofisicamente, ainda é considerada uma bacia muito pouco explorada. Na última década tem recebido bastante atenção, dado o sucesso nas descobertas de campos de gás na área do Parque dos Gaviões. Na região existem intrusões de rochas ígneas básicas (diques e soleiras) que saltam ou se bifurcam, estando muitas vezes empilhadas em profundidades diferentes e em diversos intervalos estratigráficos, servindo como trapas para os reservatórios. O mapeamento dessas intrusões é chave para o sucesso exploratório, porém existe grande dificuldade para identificar e visualizar essas rochas, devido à complexidade estrutural dessas feições. Por isso, nesse estudo, propomos um fluxo de trabalho integrado, utilizando dados geofísicos magnéticos e gravimétricos aerolevados e dados de poço, para identificar e mapear o arcabouço estrutural em 2D, com técnicas de filtragem no domínio de Fourier. O estudo identificou as principais tendências, em concordância com lineamentos regionais já reconhecidos na região. Também criamos uma metodologia, através de inversão e modelagem geofísica, para mapear o embasamento cristalino em 3D, sendo de extrema importância para o conhecimento da bacia. Por fim, conseguimos mapear em 3D as principais intrusivas, fornecendo excelentes resultados quanto à localização dessas estruturas. Adicionalmente, dados de poços com presença de gás foram analisados de forma integrada, nos permitindo uma melhor compreensão da região e de como as potenciais áreas para formação dos reservatórios de gás podem ser apontadas. Este fluxo de trabalho regional pode ser empregado em toda a Bacia do Parnaíba e outras similares, conferindo maior robustez aos processos exploratórios em bacias onde rochas ígneas possam fazer parte dos seus sistemas petrolíferos.

Palavras-chave: Bacia do Parnaíba; Parque dos Gaviões; Geofísica; Inversão; Modelagem

ABSTRACT

The intracratonic Parnaíba Basin, located in northeastern Brazil has an area of 675.000 km², and despite increasing efforts during the last years to contribute with the geological or geophysical knowledge of the basin, is still considered as a basin not much explored. In the last decade it has received a lot of attention, due to the success in the gas discoveries in the Park of the Hawks Field area. In that region there are intrusions of basic rocks (dykes and sills) that sometimes splits and/or are stacked in different depths within distinct stratigraphic sequences, assuming the role of sealing layers to the reservoirs. Mapping those intrusions is a key for the exploration success, but to identify and visualize those rocks it is not an easy task, due to the structural complexity of those features. In this study we propose an integrated workflow using geophysical data, such as airborne magnetometry and gravimetry, and well data in order to map the structural framework in a 2D grid with filtering techniques in the Fourier domain; this approach was satisfactory, generating a very nice correlation with the main regional lineaments in the area. Finally, through geophysical inversion and modelling, we were able to map the crystalline basement rocks in a 3D grid, which is of extreme importance to the basin knowledge; mapping the intrusions in 3D generated excellent results regarding the location of those structures. Additionally, we integrated and analysed well data with presence of gas, which led us to a better comprehension of the reservoir behavior and also gave us more confidence in pointing out potential areas for gas accumulation. The workflow with our regional approach can be applied all over the Parnaíba basin and also in other basins with the same complexity, generating a positive impact to the exploratory process in areas where igneous rocks are important to the petroleum system.

Key-words: Parnaíba Basin; Park of the Hawks; Geophysics; Magnetometry; Gravimetry; Inversion; Modelling

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da Bacia do Parnaíba. Modificado de Wanderley Filho <i>et al.</i> (2006).....	4
Figura 2 – Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Fonte: Vaz <i>et al.</i> , 2007.	5
Figura 3 – Seção geológica esquemática da Bacia do Parnaíba. (Fonte: Cunha <i>et al.</i> , 2012).....	6
Figura 4 – Principais sistemas petrolíferos da Bacia do Parnaíba. Modificado de Vaz <i>et al.</i> 2007.....	6
Figura 5 – Dados de reflectância de vitrinita e o efeito da maturação térmica gerado pelas intrusões ígneas. A “janela de geração de óleo” está entre 0,6 a 1,3 %Ro e a “janela de geração de gás” entre 1,3 a 4,0 %Ro. Fonte: Modificado de Gonzaga e Gonçalves (1998) por DPC & Assoc. (2000) <i>in</i> Sumário Geológico, ANP (2019), R15.....	7
Figura 6 – Recorte da carta estratigráfica com destaque para as principais características dos quatro intervalos geradores da Bacia do Parnaíba. Fonte: (Miranda <i>et al.</i> , 2018).	9
Figura 7 – Imagem com análise dos folhelhos devonianos das Fm. Pimenteiras subdivididos em tipos A, B e C considerando dados de COT e %Ro. Fonte: Rodrigues (1995) <i>in</i> Sumário Geológico, ANP (2015), R13.....	12
Figura 8 – Mapas de isólitais com a distribuição espacial dos folhelhos devonianos da Fm. Pimenteiras do intervalo “C” (à esquerda) e teores médios de COT do mesmo folhelho tipo “C” (à direita). Fonte: Rodrigues (1995) <i>in</i> Sumário Geológico, ANP (2015), R13.....	13
Figura 9 - Seção sísmica mostrando o sistema atípico da Bacia do Parnaíba. O principal mecanismo de trapa e selo está associado ao fechamento quaquaversal dado pelas intrusões mapeadas dentro da Fm. Poti (seta vermelha superior). As intrusões mais basais, intrudidas na Formação Pimenteiras, favoreceram a geração (seta vermelha inferior). A migração do gás foi favorecida por falhas (setas pretas). Fonte: Miranda <i>et al.</i> (2018).....	14
Figura 10 – Mapas de isópacas com a distribuição dos reservatórios Cabeças e Poti. Fonte: Cunha (1986) <i>in</i> Sumário Geológico, ANP (2015), R13.....	15
Figura 11 – Mapa geológico e estrutural da Bacia do Parnaíba. As linhas tracejadas representam os 3 principais lineamentos da bacia (Transbrasiliano, Picos Santa-Inês e Tocantins-Araguaia) - Santos <i>et al.</i> (2009).....	18
Figura 12 – Localização do Parque dos Gaviões (polígono vermelho) dentro da Bacia do Parnaíba (polígono preto) e mapa detalhado do Parque dos Gaviões com delimitação da área dos campos de gás, respectivamente (GVC – GAVIÃO CABOCLO, GVP – GAVIÃO PRETO, GVBN – GAVIÃO BRANCO, NORTE, GVB – GAVIÃO BRANCO, GVV – GAVIÃO VERMELHO, GVA – GAVIÃO AZUL, GVR – GAVIÃO REAL).....	20
Figura 13 – Mapa de profundidade do embasamento da Bacia do Parnaíba, modificado de Goés <i>et al.</i> 1990.....	21
Figura 14 – Mapa tectônico simplificado da porção norte e central da América do Sul (modificado de Fuck <i>et al.</i> , 2008).....	22
Figura 15 – Mapa tectônico do embasamento da Bacia do Parnaíba, compilado de estudos geofísicos prévios (Nunes, 1993) e geológicos (Cordani <i>et al.</i> , 1984, 2009; Vasconcelos <i>et al.</i> , 2004).....	24

Figura 16 – Mapas dos paleocontinentes com as áreas onde se iniciaram as atividades vulcânicas (destacadas em vermelho): (a) Província Magmática do Atlântico Central, há cerca de 200Ma – Pangea e (b) Província Magmática Paraná-Etendeka, entre 137-127Ma - Gondwana. Fonte: Baseado em Courtillot <i>et al.</i> , 1999.....	26
Figura 17 – Esquema geológico em seção dos possíveis mecanismos de trapeamento. (a) Múltiplos diques alimentando a soleira (t1) e amalgamento transgressivo (t2); e (b): Único dique alimentando soleira (t1) e variação do nível da soleira ao longo de um nível de fluabilidade neutra (t2). Fonte: Miranda (2018).....	27
Figura 18 – Redução ao pólo para fontes em diferentes inclinações magnéticas. FONTE: Modificada de David J. Isles & Leigh R. Rankin 2018.....	29
Figura 19 – Sinal analítico aplicado a fontes em diferentes inclinações, com presença de remanência ou não. FONTE: Mcleod <i>et al.</i> 1993.....	32
Figura 20 – Espectro de média radial de um dado de campo potencial. FONTE: Reeves, 2005.....	33
Figura 21 – Exemplo de malha de um modelo inicial, onde é feito a parametrização para posterior inversão. Para cada célula 3D, é calculado um valor de propriedade física (susceptibilidade ou densidade).....	37
Figura 22 - (A) Domínios magnéticos aleatoriamente ordenados na ausência do campo geomagnético da Terra. (B) Domínios magnéticos mais ordenados na presença do campo geomagnético da Terra (cone vermelho). (C) Domínios magnéticos totalmente alinhados na presença do campo geomagnético da Terra (cone vermelho). FONTE: Pereira <i>et al.</i> 2015.....	39
Figura 23 - Área do Levantamento Aerogeofísico Regional (FONTE: Relatório ANP TOMO I).....	41
Figura 24 – Modelo Digital de Terreno.....	43
Figura 25 – Área do parque dos gaviões com poços utilizados no trabalho.....	44
Figura 26 – Detalhe do Campo magnético anômalo (esquerda) e campo magnético reduzido ao pólo (direita).....	45
Figura 27 – Campo Magnético Anômalo (CMA) e Sinal Analítico (aplicado ao dado CMA) respectivamente.....	45
Figura 28 – Derivadas verticais à partir do campo anômalo e do dado reduzido ao pólo respectivamente.....	46
Figura 29 – Espectro de média radial da Anomalia Bouguer da Bacia do Parnaíba.....	47
Figura 30 – Anomalia Bouguer Original e Anomalia Bouguer Residual (Filtrada) respectivamente.....	47
Figura 31 – Anomalia Bouguer Residual com aplicação de primeira derivada vertical.....	48
Figura 32 – Espectro de Média Radial da anomalia Bouguer. Faixa vermelha representa fontes profundas do embasamento; faixa azul representa fontes intermediárias; faixa verde, fontes mais rasas.....	49
Figura 33 – Parâmetros do modelo gravimétrico do embasamento. Extraído do VOXI.....	50
Figura 34 – Modelo de contraste de densidade em g/cm ³	50
Figura 35 – Resíduo da inversão gravimétrica para mapeamento do embasamento.....	51

Figura 36 – Espectro de média radial do campo total magnético. Faixa vermelha representa fontes profundas do embasamento; faixa azul representa fontes intermediárias; faixa verde, fontes mais rasas.....	52
Figura 37 – Parâmetros do modelo magnético do embasamento. Extraído do VOXI.....	53
Figura 38 – Modelo de susceptibilidade magnética SI obtido à partir do campo magnético regional.....	54
Figura 39 – Resíduo da modelagem dos dados magnéticos.....	55
Figura 40 – Parâmetros do modelo gravimétrico para mapear intrusivas. Extraído do VOXI.....	56
Figura 41 – Modelo de contraste de densidade gerado através da inversão da Anomalia Bouguer Residual.....	56
Figura 42 – Resíduo da modelagem dos dados gravimétricos residuais.....	57
Figura 43 – Mapa de primeira derivada vertical (Dz) do campo magnético reduzido ao pólo e principais direções estruturais interpretadas.....	59
Figura 44 – Mapa de primeira derivada vertical (Dz) da anomalia Bouguer residual e principais direções estruturais interpretadas.....	60
Figura 45 – Mapa com a direção dos principais lineamentos da bacia (à esquerda). À direita acima, o dado magnético interpretado e na direita abaixo, o dado gravimétrico, mostrando as mesmas direções estruturais.....	61
Figura 46 – Modelo de susceptibilidade magnética filtrado com valores de 0.00015 a 0.006 SI para revelar o comportamento do embasamento cristalino.....	62
Figura 47 – Superfície do embasamento no ponto de correlação com o poço 2-CP-1-MA. Os demais poços perfurados na área não atingiram o embasamento.....	63
Figura 48 – Modelo de densidade 3D filtrado com valores iguais ou maiores que 2.67g/cm ³	64
Figura 49 – Modelo de densidade residual 3D filtrado com valores iguais ou maiores que 2.67g/cm ³	65
Figura 50 – Mapa com correlação dos altos topográficos e poços. A seção da parte inferior do mapa representa valores de densidade. Em vários pontos, os poços com gás ocorrem em altos topográficos.....	67
Figura 51 – Mapa com correlação dos altos topográficos e poços. A seção da parte inferior do mapa representa valores de densidade. Em vários pontos, os poços com gás ocorrem em altos topográficos.....	68

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	1
2. ÁREA DE ESTUDO	3
2.1 Contexto Geológico Regional	3
2.1.1 Sistemas Petrolíferos	5
2.1.2 Lineamentos	17
2.2 Contexto Geológico Local	19
2.2.1 Parque dos Gaviões	19
2.2.2 Embasamento Cristalino	20
2.2.3 Soleiras e Diques	25
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	28
3.1 Filtragem 2D no Domínio de Fourier	28
3.1.1 Redução ao pólo	28
3.1.2 Sinal Analítico	30
3.1.3 Derivada Vertical	32
3.1.4 Análise Espectral	33
3.2 Inversão Geofísica	35
3.2.1 Problema Direto	35
3.2.2 Problema Inverso	35
3.2.3 VOXI Earth Modelling	38
4. MATERIAIS E MÉTODOS	41
4.1 Materiais	41
4.1.1 Dados aerogeofísicos	41
4.1.2 Modelo Digital de Terreno	42
4.1.3 Dados de Poços	43
4.2 Métodos	44
4.2.1 Interpretação 2D dos dados Magnéticos	44
4.2.2 Interpretação 2D dos dados de Gravidade	46
4.2.3 Inversão geofísica 3D para modelagem do embasamento	48
4.2.4 Inversão geofísica 3D para modelagem de intrusivas	55

5. DISCUSSÕES	58
5.1 Mapeamento estrutural 2D	58
5.2 Modelagem do embasamento	61
5.3 Modelagem de intrusivas.....	65
6. CONCLUSÕES.....	69
REFERÊNCIAS	70

1. INTRODUÇÃO

A bacia do Parnaíba tem sido muito estudada atualmente e vários trabalhos tem sido desenvolvidos para uma melhor compreensão da mesma. Muitos desses trabalhos se concentram em conhecer mais sobre a gênese dessa bacia e sua geologia, através de métodos diretos e indiretos. Quando falamos dos métodos indiretos, através de Geofísica, o método mais empregado certamente é a Sísmica, em virtude da facilidade de se mapear ambientes estratificados, como é o caso de bacias sedimentares, e pela capacidade em imagear melhor os estratos horizontalizados. Porém, mesmo para os métodos sísmicos, existem contextos geológicos que se tornam desafiadores, como é o caso da complexa distribuição das soleiras de diabásio que ora se separam ou se bifurcam, ora se empilham em diversas unidades da Bacia do Parnaíba. O mapeamento dessas soleiras de diabásio, ou mesmo das intrusões verticais (diques), é de extrema importância para a compreensão do sistema petrolífero da bacia, visto que, no caso do complexo de soleiras, formam o principal mecanismo de trapeamento para as acumulações de gás, além de serem fundamentais para a geração de hidrocarbonetos (Rodrigues, 1995).

A fim de gerar mais perspectivas sobre a geologia, outros métodos geofísicos podem ser empregados, como por exemplo, os métodos magnéticos e gravimétricos. Essas técnicas são importantes pois mapeiam diferentes propriedades, provenientes dos materiais em subsuperfície. Quanto mais informações, melhor será a compreensão do todo. Esses dados podem ser integrados com informações sísmicas e de poços em um único ambiente, para assim obtermos um melhor conhecimento da região. De forma prática, os métodos magnéticos e gravimétricos são fundamentais para mapear em superfície: falhas; fraturas e diques. Em subsuperfície, podem mapear o embasamento cristalino 3D e outras estruturas importantes, como as intrusões ígneas, possibilitando assim, inferir zonas propícias a acumulação de gás na região do Parque dos Gaviões.

1.1 Objetivos

Através desse trabalho, objetivamos propor um fluxograma baseado no tratamento, filtragens de realce 2D, modelagem e inversão 3D, para delinear as

principais estruturas da Bacia do Parnaíba. Essas estruturas são falhas, fraturas e lineamentos (mapeadas em 2D), bem como o embasamento cristalino e as intrusões ígneas (diques e soleiras), mapeadas em 3D, as quais são considerados elementos cruciais no sistema petrolífero da Bacia. Adicionalmente, também objetivamos correlacionar os resultados geofísicos com as informações geológicas disponíveis na região do Parque dos Gaviões, no que tange à exploração de hidrocarbonetos.

Através dos resultados obtidos, pretendemos contribuir para o conhecimento da Bacia do Parnaíba visando obter um maior entendimento sobre a localização de *plays* exploratórios ligados às intrusões ígneas, sugerindo, através de mapas 2D e de modelos de subsuperfície em 3D, potenciais áreas para a acumulação de gás.

Finalmente, esse estudo pretende contribuir com o conhecimento científico e acadêmico, através do desenvolvimento de uma metodologia de trabalho para se obter a maior quantidade possível de resultados para uma boa interpretação geológica, mesmo em casos de uso de dados regionais de baixa resolução.

2. ÁREA DE ESTUDO

2.1 Contexto Geológico Regional

A Bacia Palezoica do Parnaíba está localizada no norte-nordeste brasileiro, mais precisamente entre os estados do Piauí, Maranhão, Pará, Tocantins, Bahia e Ceará. Possui forma elíptica e uma área de aproximadamente 600.000 km², com depocentro alcançando mais de 3.000m de espessura (Almeida & Carneiro 2004). A bacia se desenvolveu sobre um embasamento continental durante a estabilização da Plataforma Sul-Americana, estando diretamente ligada às deformações e eventos térmicos do fim do Ciclo Brasileiro e pós-orogênicos, durante a ruptura do paleocontinente Gondwana.

Tem seu embasamento formado por rochas cristalinas e sedimentares pertencentes aos crátons São Luis e São Francisco, porém em especial pelas faixas orogênicas ligadas às províncias Tocantins e Borborema. A bacia é delimitada ao norte por bacias de Margem Equatorial, através do Arco Ferrer-Urbano Santos, ao sul pelo Arco São Francisco, a noroeste pelo Arco do Capim e a oeste por estruturas reativadas da Faixa Araguaia (Goés, 1995).

A subsidência inicial da Bacia ocorreu, possivelmente, por deformações relacionadas ao Ciclo Brasileiro, que tardiamente gerou estruturas grabeniformes (riftes precursores) vistas na seção basal ou porção centro-sudeste da bacia através de dados sísmicos e gravimétricos. Vários autores defendem que a reativação das falhas e zonas de cisalhamento transcorrentes do embasamento, como falhas normais, forma a assinatura característica desse evento (Fortes, 1978; Vaz *et al.* 2007). Os riftes precursores da bacia foram preenchidos por rochas vulcânicas e clásticas imaturas da Formação Riachão e do Grupo Jaibaras, bem como por arenitos da Formação Mirador (Cunha, 1986).

Góes *et al.* (1990) afirma que na fase seguinte a evolução termomecânica da bacia condicionou a deposição das rochas siliciclásticas, continentais e marinhas, dos grupos Serra Grande, Canindé e Balsas, agrupadas em super-sequências paleozoicas respectivamente de idades Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera e Neocarbonífera-Eotriássica (Góes, 1995; Rosseti *et al.*, 2001). Segundo Vaz *et al.* (2007) ainda ocorreram mais duas super-sequências, uma de idade jurássica e outra

cretácea, as quais estão relacionadas aos eventos da formação do Oceano Atlântico em resposta à fragmentação do supercontinente Pangea, incluindo corpos subvulcânicos e derrames de composição básica.

Por correlação com os litotipos existentes nas faixas de dobramentos, maciços medianos e outras entidades complexas, situadas nas suas bordas ou proximidades, se deduz que o substrato dessa bacia é constituído de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, cujas idades abrangem um longo intervalo de tempo – do Arqueano ao Ordoviciano – porém, possivelmente, predominem rochas formadas entre o final do Proterozoico e o início do Paleozoico, que correspondem ao tempo de consolidação dessa plataforma (Vaz *et al.*, 2007).

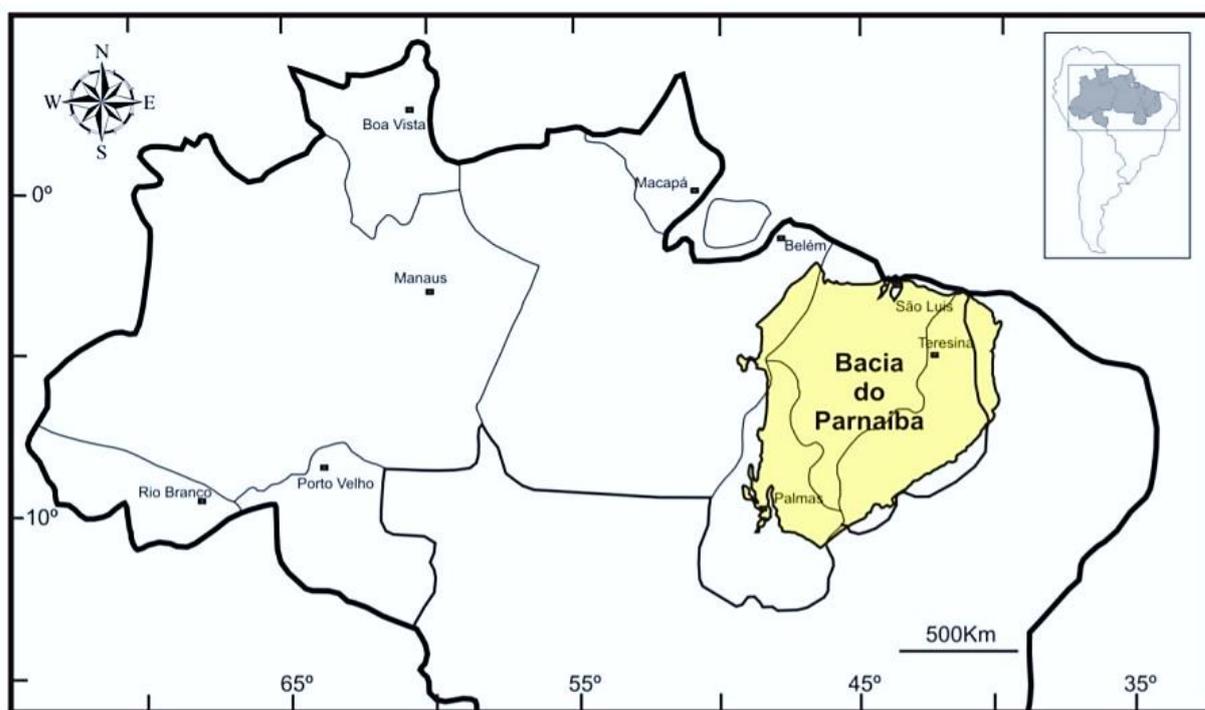


Figura 1 – Localização da Bacia do Parnaíba. Modificado de Wanderley Filho et al. (2006)

A Bacia do Parnaíba é formada por uma sucessão de rochas sedimentares e ígneas dispostas em cinco Supersequências, sendo 3 Paleozoicas e 2 Mesozoicas (Figura 06): Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea, que são delimitadas por discordâncias que se estendem por toda a bacia ou abrangem regiões extensas. Três grandes ciclos transgressivos-regressivos (correspondentes aos grupos Serra Grande, Canindé e Balsas) são

reconhecidos. Estes depósitos acumularam-se do Siluriano até a continentalização da bacia no Triássico (Vaz *et al.*, 2007).

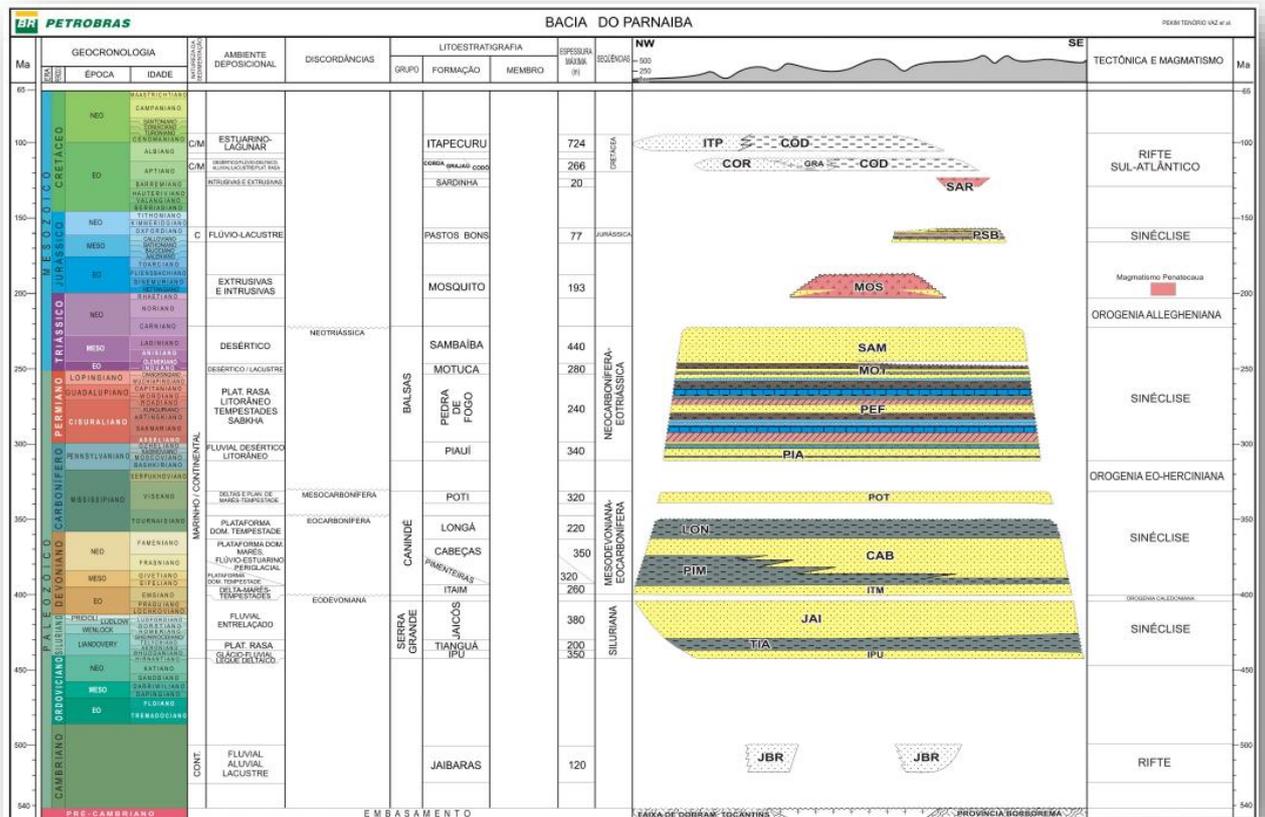


Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Fonte: Vaz *et al.*, 2007.

2.1.1 Sistemas Petrolíferos

A Bacia do Parnaíba possui um sistema petrolífero atípico, ígneo-sedimentar, atuante em uma bacia relativamente rasa com cerca de 3.500 metros de profundidade (Figura 3). A forma como a matéria orgânica sofreu maturação ocorreu devido ao incremento térmico provocado por intrusões magmáticas tardias – Formação Mosquito e Formação Sardinha – ao contrário de um sistema petrolífero convencional, onde temos a maturação do querogênio provocada pelo calor provocado pela subsidência e nível de soterramento da bacia.

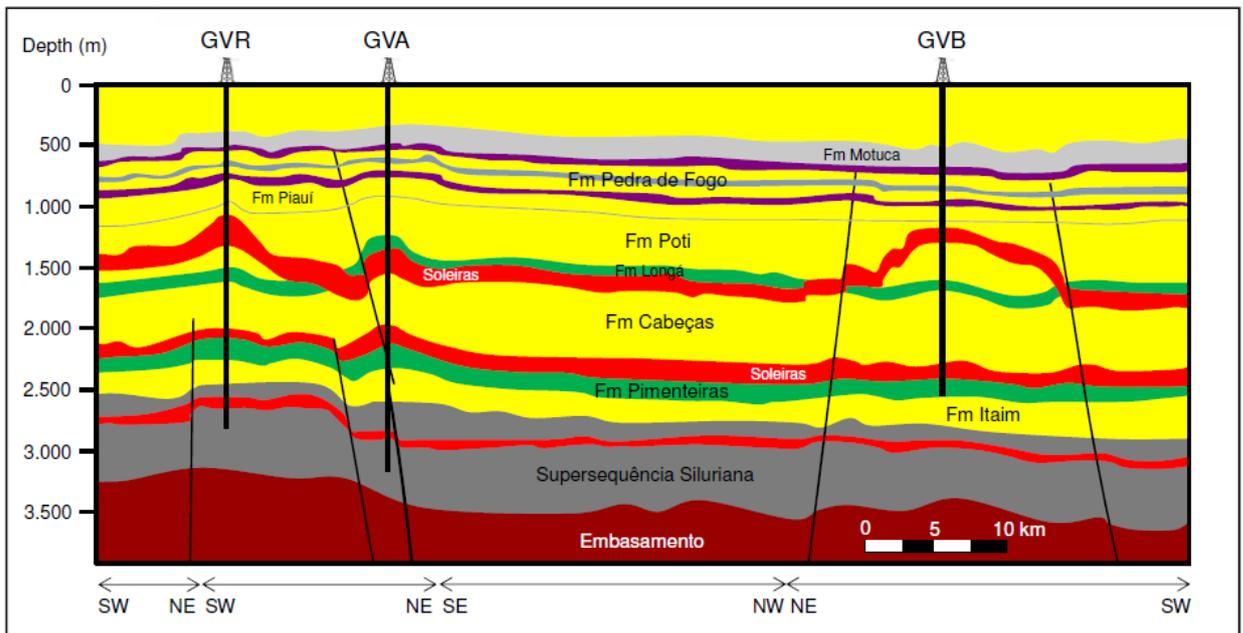


Figura 3 – Seção geológica esquemática da Bacia do Paraíba. (Fonte: Cunha *et al.*, 2012)

Os principais sistemas petrolíferos da Bacia do Paraíba (Figura 4) provados são o Pimenteiras–Poti (!) e o Pimenteiras–Cabeças (!) e, de forma secundária, também o Pimenteiras–Piauí (!) e o Pimenteiras–Longá (.) (Miranda 2018).

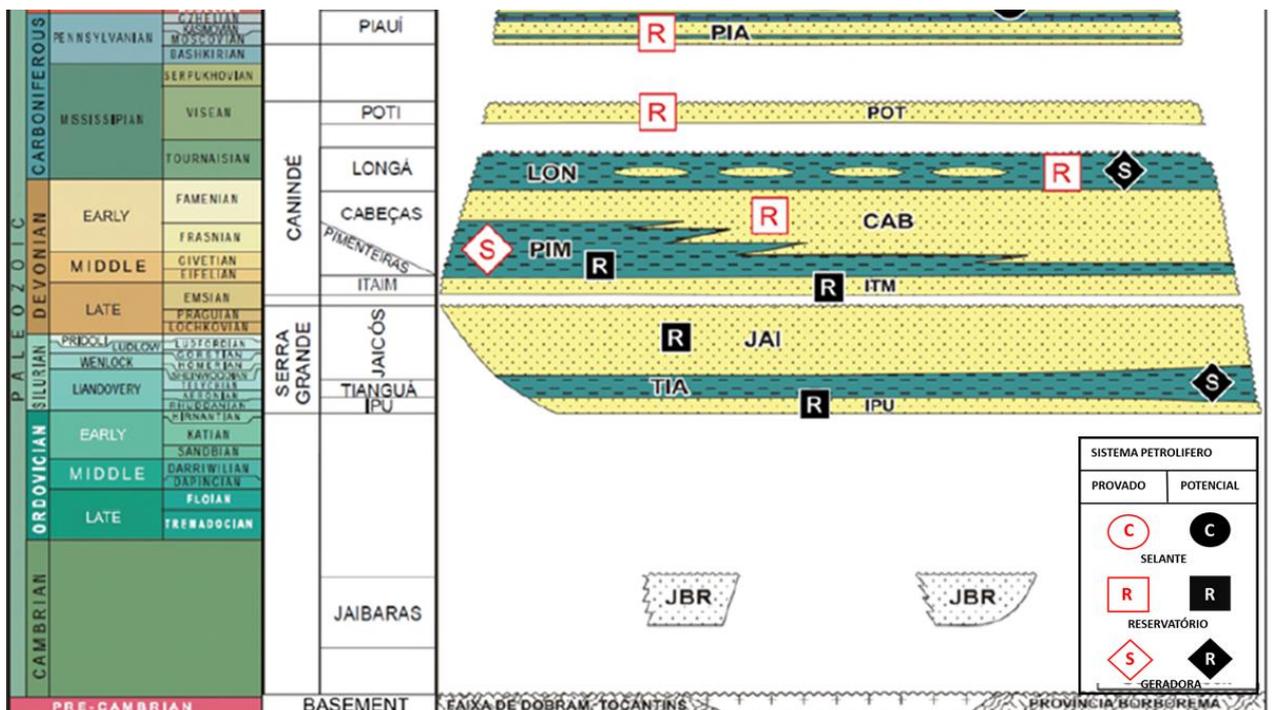


Figura 4 - Principais sistemas petrolíferos da Bacia do Paraíba. Modificado de Vaz *et al.* 2007.

Maturação da matéria orgânica

Fernandes (2011) estudou o efeito da maturação térmica gerado pelas intrusões ígneas usando modelagem e dados de reflectância de vitrinita (%Ro) (Figura 5) e verificou que a influência do efeito térmico de intrusões ígneas na maturação da matéria orgânica na Bacia do Parnaíba foi fundamental para a geração atípica de hidrocarbonetos, fortemente controlada pelo calor liberado pelo magmatismo, o que é evidenciado pelos altos valores de %Ro associados às intrusões, validando, assim, o sistema não-convencional de geração para esta bacia e indicando potencial exploratório para gás natural.

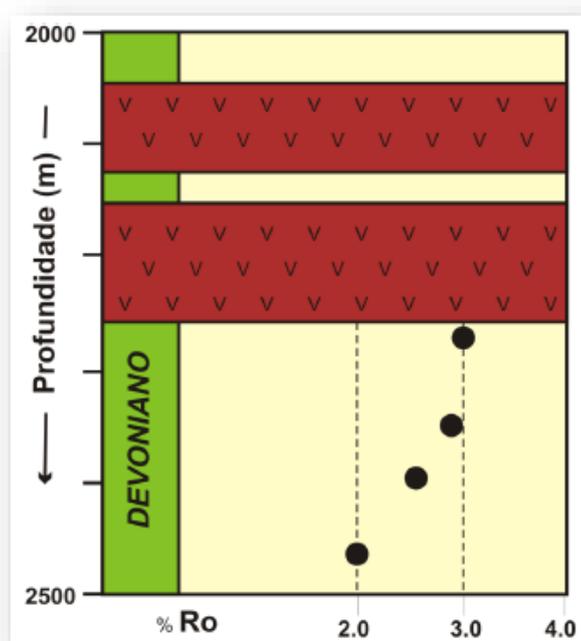


Figura 5: Dados de reflectância de vitrinita e o efeito da maturação térmica gerado pelas intrusões ígneas. A “janela de geração de óleo” está entre 0,6 a 1,3 %Ro e a “janela de geração de gás” entre 1,3 a 4,0 %Ro. Fonte: Modificado de Gonzaga e Gonçalves (1998) por DPC & Assoc. (2000) in Sumário Geológico, ANP (2019), R15.

Observa-se que os valores de %Ro estão próximos de 3,0 quando encontram-se perto da intrusão, até um raio de 100 m e diminuem bruscamente a partir dos contatos, passando de cerca de 2,5 %Ro a 150 m, e cerca de 2,0 %Ro a 200 m, o que

demonstra um efeito local, com um considerável raio de ação significativo para a geração.

De acordo com Rodrigues (1995), o efeito térmico de uma soleira de 9 metros de espessura gera uma área de influência térmica que ultrapassa em 170% a distância em relação à espessura da camada intrusiva e, no caso de múltiplas intrusões, supõe-se que o efeito térmico possa ser potencializado. Entretanto, esse processo pode variar em suas dimensões em função da espessura, densidade de corpos ígneos e da profundidade em que se implantou a intrusão, sendo maior o calor transmitido quanto maior for a profundidade. Para o autor, o fluxo térmico do embasamento não foi suficiente para a maturação térmica da bacia. Contudo, a soma do fluxo térmico basal com o fluxo emanado das intrusões é responsável pela sua maturação térmica local.

Para um estudo mais profícuo do efeito do magmatismo sobre os processos de geração, migração e armazenamento de hidrocarbonetos, torna-se necessária uma precisa definição das janelas de geração para óleo e gás associadas às mesmas. É importante ressaltar que o horizonte das janelas de óleo e gás pode mudar em função da taxa de temperatura a que é submetida, além do tipo de matéria orgânica e outros fatores. As influências que os modelos sofrem devido aos diferentes parâmetros petrofísicos das rochas, como condutividade térmica, capacidade térmica, densidade e outros, também podem causar mudanças significativas nas janelas de geração para óleo e gás (Oliveira *et al.*, 2012). No caso da Bacia do Parnaíba, pelo que se conhece até o momento, o calor fornecido pelo magmatismo levou a matéria orgânica diretamente para a janela de geração de gás, devido ao forte contraste de temperaturas entre a rocha geradora (~50°C) e a intrusão ígnea (~1000°C).

Segundo Neumann *et al.* (2003), o conhecimento dos parâmetros que controlam intrusões magmáticas gera também importantes informações sobre o caminho dos fluidos, pois as intrusões podem gerar rotas de migração através da estruturação da bacia devido ao magmatismo; e sobre o desenvolvimento termomecânico e estrutural de bacias sedimentares afetadas pelo mesmo.

As variáveis controladoras da intrusão de soleiras e diques em bacias sedimentares são: densidade e pressão do magma; espessura da sobrecarga; barreiras de fluidos e produção de vapor (interação com sedimentos úmidos); descontinuidades mecânicas devido a disposição de rochas sedimentares distintas em estratos ou camadas; stress horizontalmente estratificado; existência de fraturas

e falhas; o nível de inversão de densidades entre o magma e a rocha encaixante; além da extensão da intrusão, a forma, a comunicação entre os pulsos magmáticos e corpos ígneos e o posicionamento do magmatismo na bacia também são fundamentais na modelagem de geração térmica (Neumann *et al.*, 2003).

Outra questão importante remete às bacias paleozoicas brasileiras que possuem, no geral, boas rochas geradoras do Devoniano e do Permiano, mas muitas vezes carecem de estruturação. Essa característica as diferencia das bacias do leste europeu, grandes produtoras, que exibem estruturações importantes para migração e trapas bem desenvolvidas, devido à presença das faixas móveis (Thomaz Filho *et al.*, 2008). Contudo, apesar das bacias paleozoicas não apresentarem tais estruturas, as mesmas possuem intrusões ígneas que favorecem o trapeamento de hidrocarboneto e rotas de migração para o mesmo.

Rocha geradora

A Bacia do Parnaíba apresenta quatro intervalos potencialmente geradores (Figura 6), do Siluriano ao Cretáceo. Contudo, a rocha geradora primária é a formação Pimenteiras, de idade devoniana. Secundariamente, tem-se a formação Tianguá (Siluriano), formação Longá (Devoniano superior/Eocarbonífero) e a formação Codó (Cretáceo).

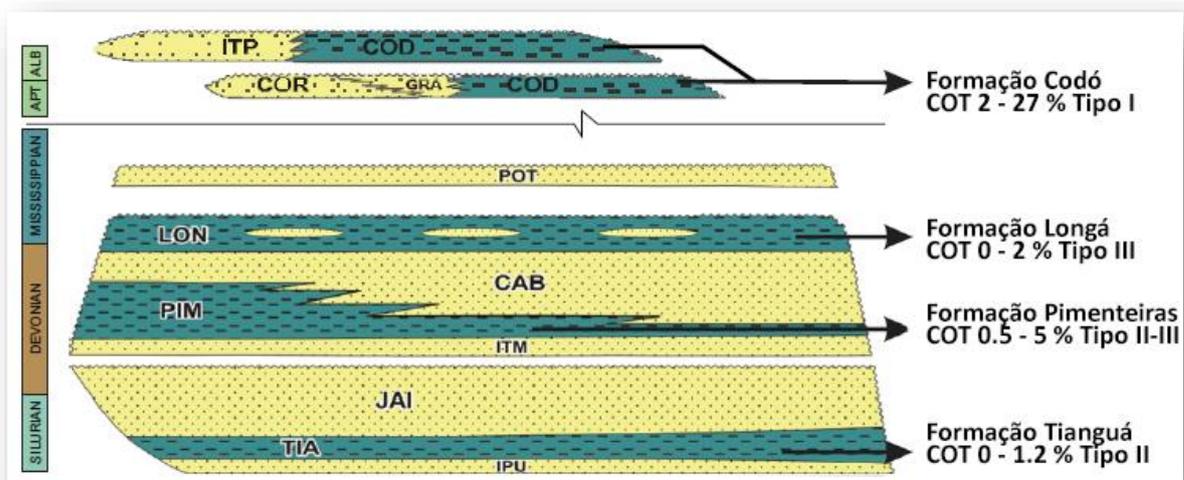


Figura 6: Recorte da carta estratigráfica com destaque para as principais características dos quatro intervalos geradores da Bacia do Parnaíba. Fonte: (Miranda *et al.*, 2018).

A Fm. Longá apresenta descrição similar à da Fm. Pimenteiras, e seu potencial gerador foi bastante especulado (Rodrigues, 1995), mas, apesar do seu ambiente deposicional semelhante, o conteúdo de matéria orgânica é bem inferior, variando de 0,5% a 2% em raros níveis delgados, com média de 1% (Rodrigues, 1995). Os dados geoquímicos mostram uma mudança no ambiente, relativamente mais rico em oxigênio, o que reduziu o potencial de preservação da matéria orgânica e também contribuiu para a maior presença de fauna e flora, levando a uma fonte de rocha de qualidade inferior (Miranda *et al.*, 2018). Adicionalmente, foi confirmada a ocorrência de níveis arenosos localizados na porção intermediária da unidade Longá, frequentemente interpretados como regressivos ou progradacionais, originados em uma recuperação isostática de uma deglaciação, tendo sido recentemente considerada como um novo reservatório, após resultados positivos durante a última campanha de perfuração, com porosidade média de 9% e permeabilidade de 4.2 mD (Miranda, 2018). Atualmente é considerada mais como um alvo exploratório (reservatório) do que rocha geradora.

Segundo Rodrigues (1995) os registros sedimentares da Fm. Tianguá mostram COT% usualmente inferior a 1% e raramente alcança 1,2%, apenas na porção superior da Formação, correspondendo à superfície de inundação máxima nessa unidade. Em algumas porções basais encontra-se matura, mas devido às características geoquímicas não se acredita que houve geração. A baixa preservação da matéria orgânica desse intervalo pode ser explicada pela intensidade da bioturbação descrita nas litofacies o que indica um ambiente rico em fauna e oxigênio (Rodrigues, 1995; Vaz *et al.*, 2007). Em direção ao sudeste, o teor de areia/quartzo aumenta, indicando uma fonte de material mais grosso de sudeste para nordeste. A unidade Tianguá corresponde à maior transgressão glacio-eustática durante o período siluriano registrado na bacia (Miranda *et al.*, 2018).

A Fm. Codó (Cretáceo) também apresenta significativos intervalos ricos em conteúdo orgânico. Tais facies estão relacionadas a um ambiente lacustre hipersalino anóxico, que permitiu condições perfeitas para o acúmulo e a preservação de matéria orgânica (Mendes, 2007). Contudo, apesar de ter excelente teor de carbono orgânico total (COT%), encontra-se totalmente imatura devido à profundidade em que se encontra na Bacia do Parnaíba e por sua deposição ser posterior ao magmatismo

regional (Rodrigues, 1995). Apesar de não apresentar boas condições em um sistema convencional, alguns autores acreditam que a unidade tem um grande potencial como *shale oil*, em zonas onde ela ocorre a maiores profundidades, em um contexto muito semelhante ao da Formação *Green River* nos EUA (Horsfield, 1994 *apud* Miranda *et al.*, 2018), que poderia ser um alvo exploratório em um futuro próximo com avanços na tecnologia de recuperação (Hazra, 2014 *apud* Miranda *et al.*, 2018).

A Formação Pimenteiras é a principal geradora da Bacia do Parnaíba, pois abrange a ingressão marinha mais importante da bacia. De idade devoniana, apresenta até 500 m de espessura e profundidade média de 2500 m no depocentro da bacia (Góes & Feijó, 1994; Vaz *et al.* 2007). Valores de COT% em um range de 0.5 a 5% e a existência de campos de gás comerciais associados a esta geradora, confirmam o potencial da unidade.

A influência térmica do magmatismo da Bacia do Parnaíba na maturação da matéria orgânica também foi estudada por Rodrigues (1995) através do COT% e da relação do aumento dos valores de %Ro junto aos contatos com as rochas intrusivas. Nesse sentido, o autor individualizou 3 tipos de folhelhos Pimenteiras, interpretados a partir dos perfis de raios gama, dados de COT% e maturação da matéria orgânica por dados de %Ro (Figura 7).

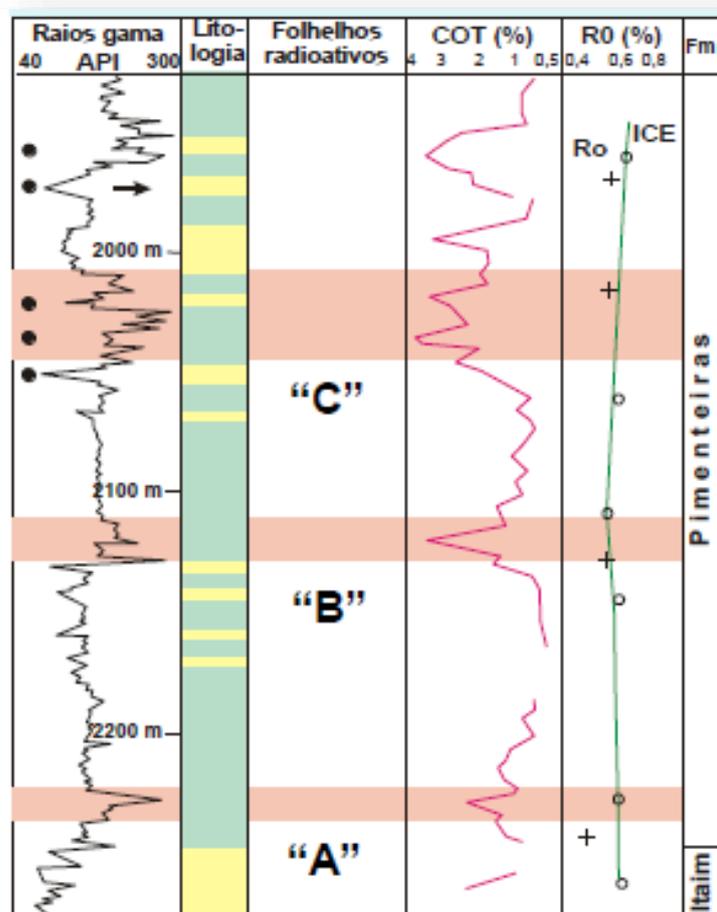


Figura 7: Imagem com análise dos folhelhos devonianos da Fm. Pimenteiras subdivididos em tipos A, B e C considerando dados de COT e %Ro. Fonte: Rodrigues (1995) in Sumário Geológico, ANP (2015), R13.

Para o autor, a Fm. Pimenteiras apresenta COT% médio entre 2% e 2,5%, com teor máximo de 6%, e matéria orgânica dos tipos II e III. Não obstante, toda a sessão condensada representada pela Fm. Pimenteiras, apresentar altos teores de COT% em diversos intervalos, a superfície de inundação máxima refere-se ao folhelho "C" individualizado por Rodrigues (1995). Este folhelho contém não somente as melhores características em termos de COT%, com as mais altas concentrações na deposição Pimenteiras, mas também com relação à qualidade da matéria orgânica preservada e rica em hidrogênio. Sua distribuição pode ser vista em mapa (Figura 8).

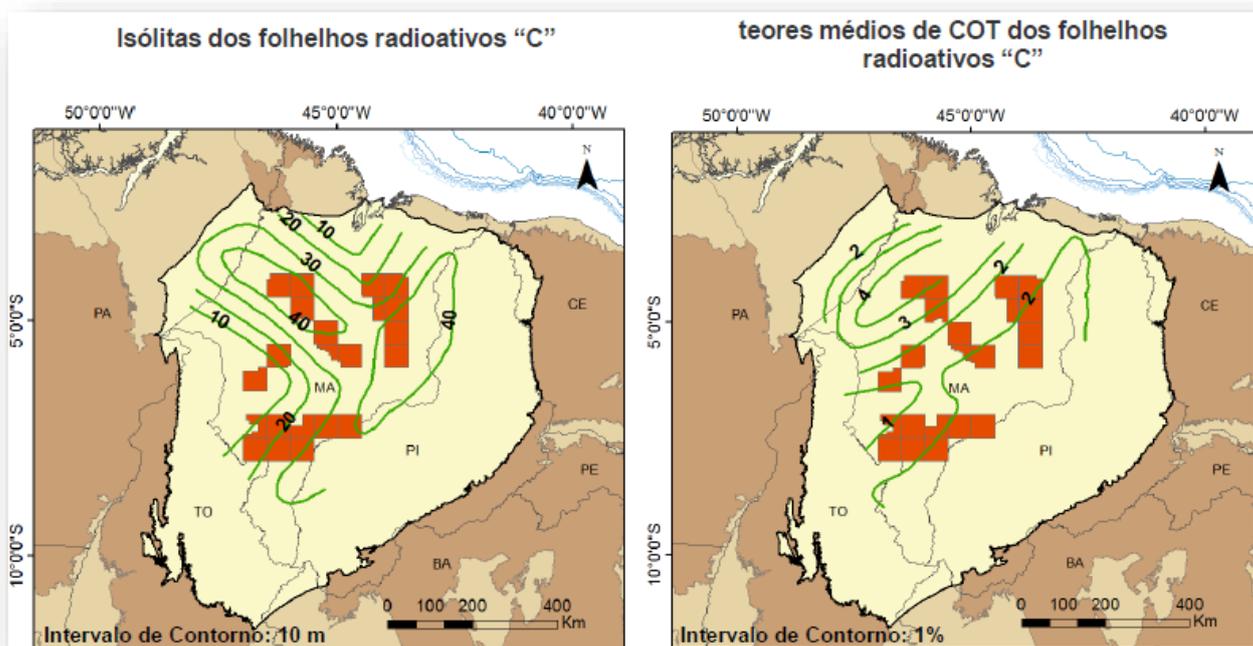


Figura 8: Mapas de isólicas com a distribuição espacial dos folhelhos devonianos da Fm. Pimenteiras do intervalo “C” (à esquerda) e teores médios de COT do mesmo folhelho do intervalo “C” (à direita).
 Fonte: Rodrigues (1995) in Sumário Geológico, ANP (2015), R13.

Segundo Rodrigues (1995), a evolução térmica da matéria orgânica desses intervalos radioativos, sem considerar o efeito das intrusões, apenas alcançou a fase inicial da geração de hidrocarbonetos nas partes mais profundas da bacia. Isto se coaduna com o que vem sendo apresentado até agora sobre o sistema de geração da bacia: apesar do Folhelho “A” estar em maior profundidade, é o Folhelho “C”, mais raso, que se apresenta mais maduro.

No âmbito das pesquisas desenvolvidas pela ENEVA, principal operadora no Parque dos Gaviões, Miranda *et al.* (2018) destaca ser possível separar dois grupos principais de soleiras na porção central da bacia, com base em dados sísmicos e de poço. O grupo mais profundo de soleiras está concentrado na Formação Pimenteiras, e foi fundamental no processo de geração (Figura 9).

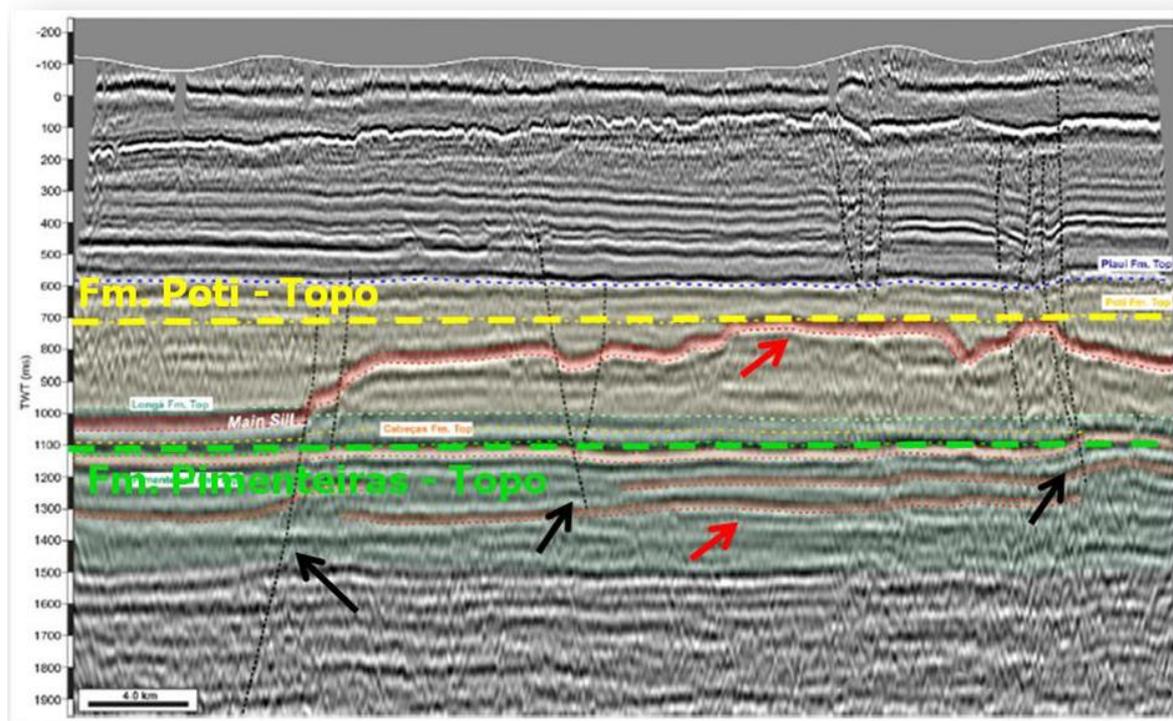


Figura 9 - Seção sísmica mostrando o sistema atípico da Bacia do Parnaíba. O principal mecanismo de trapa e selo está associado ao fechamento quaquaversal dado pelas intrusões mapeadas dentro da Fm. Poti (seta vermelha superior). As intrusões mais basais, intrudidas na Formação Pimenteiras, favoreceram a geração (seta vermelha inferior). A migração do gás foi favorecida por falhas (setas pretas). Fonte: Miranda *et al.* (2018).

Reservatórios

Em termos de rocha reservatório, a Bacia do Parnaíba apresenta diversas unidades com facies arenosas com boas características de reservatório, embora as formações Cabeças e Poti sejam os principais reservatórios na área de estudo. Outros reservatórios ocorrem, mas ainda não obtiveram o mesmo sucesso exploratório das formações Poti e Cabeças e por isso serão apenas brevemente resumidos neste estudo.

Os arenitos heterolíticos da Formação Piauí são reservatórios secundários e também exibem boas propriedades de reservatório, mas tem baixa razão *net-to-gross* devido às intercalações com folhelhos, argilitos, anidritas e halitas (não-reservatórios).

A Fm. Longá, originalmente estudada como rocha geradora, hoje em dia é considerada mais como um reservatório potencial a ser estudado futuramente, devido às facies arenosas e aos resultados obtidos em recentes campanhas exploratórias de sucesso. Contudo, o principal reservatório em quase todo o Parque do Gaviões são

os arenitos da Formação Poti, com boas propriedades de reservatório – porosidade de 18% e permeabilidade de 240 mD (Miranda *et al.*, 2018). Apenas no Campo Gavião Azul os arenitos da Formação Cabeças correspondem ao reservatório principal, com valores médios de porosidade inferiores, em torno de 13%. A permeabilidade também é menor, da ordem de 36 mD, devido a características diagenéticas (Miranda *et al.*, 2018). A distribuição de ambas formações pode ser vista em mapa (Figura 10).

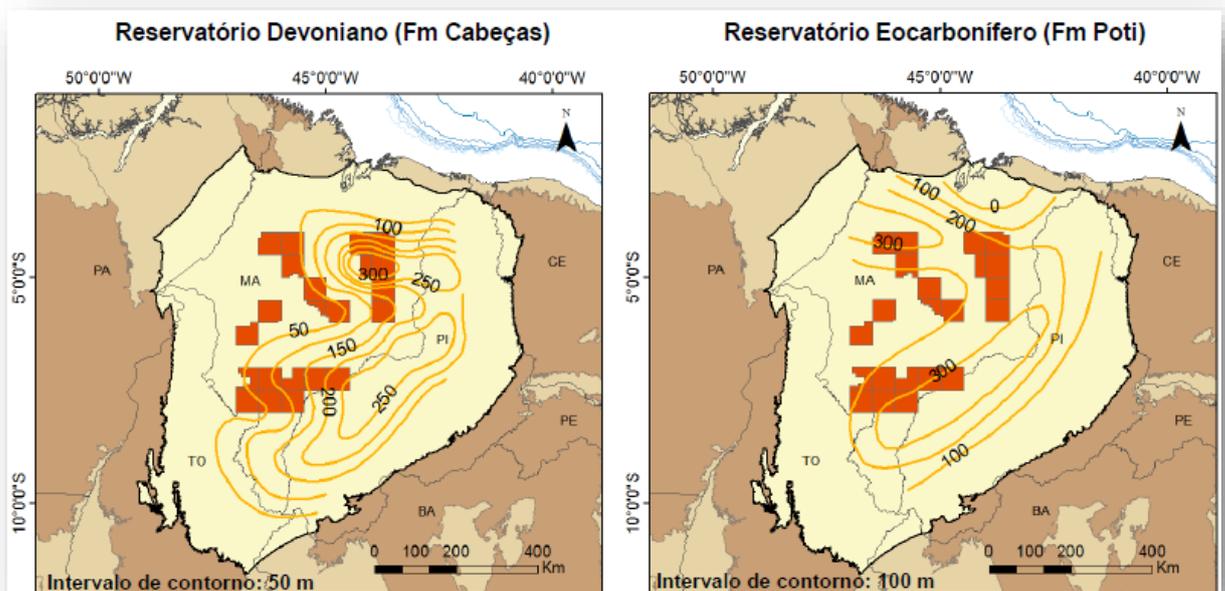


Figura 10: Mapas de isópacas com a distribuição dos reservatórios Cabeças e Poti. Fonte: Cunha (1986) in Sumário Geológico, ANP (2015), R13.

A Fm. Cabeças (Devoniano), sotoposta aos folhelhos radioativos da Fm. Pimenteiras, foi o principal alvo no início da história exploratória da bacia. No entanto, hoje é conhecida como a segunda rocha reservatório mais importante. Atinge espessura média de 150 m, mas pacotes anormalmente mais espessos, com até 400 m, podem ocorrer associados a facies canalizadas, interpretadas como a base dos arrastes da deglaciação Fameniana (Caputo, 1984). As profundidades médias na principal área produtora são da ordem de 1500 m (Miranda *et al.*, 2018).

Em termos de qualidade do reservatório, os valores de porosidade nos perfis de poço são mais baixos do que na Formação Poti, com valores variando de 8 a 21%. A porosidade secundária também ocorre como um produto da dissolução de feldspatos, mas o desenvolvimento mais severo de cimento diagenético e a

abundância de areias muito finas são responsáveis por uma diminuição drástica da permeabilidade. Acredita-se também que a natureza mais heterogênea das areias da Formação Cabeças, influenciadas por marés e pelas ondas, diminua a permeabilidade vertical e a qualidade geral do reservatório. Excepcionalmente, excelentes valores de porosidade são percebidos dentro de corpos contínuos de areia, dentro das feições glaciais canalizadas citadas acima (Miranda *et al.*, 2018).

Já a Formação Poti (Eocarbonífero) apresenta boas propriedades de reservatório: a porosidade varia de 5 a 27% com média de 18% e a permeabilidade de 240 mD, sendo a responsável pela produção de 8.4 mm³/dia de gás (Miranda *et al.*, 2018), representando o principal alvo exploratório atualmente na Bacia do Parnaíba. Esta unidade ocorre em torno de 1100 m de profundidade, com uma espessura média de 300 m.

No que diz respeito à qualidade do reservatório, existe uma variação faciológica que pode refletir a coexistência dos ambientes costeiros. Segundo Miranda *et al.* (2018), a Formação Poti pode ser dividida em três zonas: 1) a zona superior mostra maior homogeneidade litológica e boa qualidade do reservatório; 2) a porção intermediária tem qualidade mediana; 3) a seção inferior exhibe a pior qualidade, sendo a mais heterogênea e laminada de todas. Todos estes intervalos são capazes de produzir gás em percentuais comerciais.

Adicionalmente, uma quarta zona pode ser individualizada, associada ao contato com as rochas intrusivas, onde é comum se observar uma auréola de alteração (*hornfels*/peperito) de espessura variável, imediatamente abaixo da soleira. O metamorfismo de contato é prejudicial, ao obliterar a porosidade e a permeabilidade, principalmente devido à recristalização de quartzo. Contudo, até mesmo as zonas de *hornfels* apresentam boas taxas de fluxo, aprimoradas pelas fraturas subverticais que ocorrem naturalmente (Miranda *et al.*, 2018).

Longe da intrusão, a qualidade do reservatório é preservada e o desenvolvimento da porosidade secundária é observado como um produto da dissolução dos feldspato. A natureza arcoseana do arenito intermediário da Formação Poti também é constantemente relatada em poços perfurados, enquanto os membros restantes (superior e inferior) são predominantemente arenitos de quartzo (Miranda *et al.*, 2018). Uma importante característica, comumente observada na Formação Poti, é sua resistividade anormalmente baixa em zonas portadoras de gás/água, relacionado

com a presença de pirita, o que pode levar a subestimativas da razão *net-to-gross* (Miranda *et al.*, 2018). Esse tema tem sido estudado também por Calonio (2020).

2.1.2 Lineamentos

Estruturalmente, a bacia possui 3 direções principais: NE-SW, NW-SE e N-S. Carozzi *et al.* (1975); Fortes (1978); Cunha (1986) e Cordani *et al.* (1984) reconheceram as estruturas do Ciclo Brasileiro que atuaram na compartimentação da Bacia, durante o Paleozoico. São pertencentes à direção nordeste do Lineamento Transbrasiliano, noroeste do Lineamento Picos-Santa Inês e norte-sul do Lineamento Tocantins-Araguaia (Figura 11).

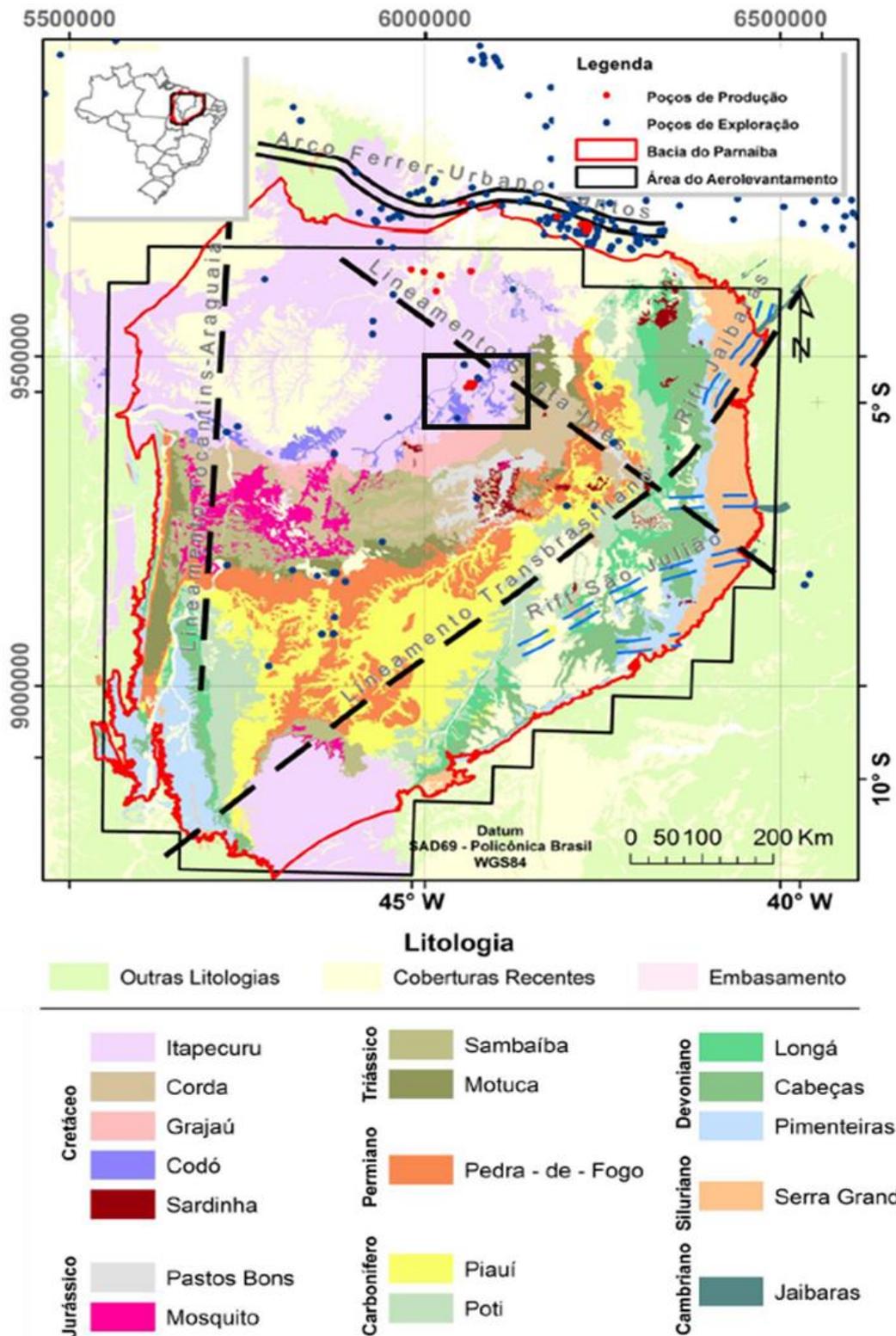


Figura 11 – Mapa geológico e estrutural da Bacia do Parnaíba. As linhas tracejadas representam os 3 principais lineamentos da bacia (Transbrasiliiano, Picos Santa-Inês e Tocantins-Araguaia) - Santos et al. (2009).

O Lineamento Transbrasiliano (LTB) é um sistema strike-slip alongado diagonalmente no sentido NE-SW, situado entre o Cráton Amazônia e a porção leste da Plataforma Sul-Americana, sendo composto por vários segmentos de falhas normais, transcorrentes, altos estruturais e grabens com eixos paralelos às falhas (Vetorazzi, 2012). O LTB foi definido como uma faixa cataclasada com cerca de 2700 km de extensão que cruza o Brasil passando desde o Ceará até o Mato Grosso do Sul, chegando ao Paraguai e à Argentina.

O Lineamento Pico Santa-Inês é uma faixa cataclasada disposta no sentido NW-SE, transversalmente em relação ao LTB, apresentando 160 km de extensão e 200 a 300 metros de rejeito. Esta faixa reflete na morfologia contemporânea através uma série de alinhamentos orientados para NW (Vetorazzi, 2012).

O Lineamento Tocantins-Araguaia está disposto no sentido N-S e está associado a empurrões com transporte para oeste (Herz *et al.* 1989 e Pinheiro *et al.* 2011). É resultado de vários eventos de amalgamação de três blocos paleocontinentais no fim do Neoproterozóico (>540 Ma), durante o processo de aglutinação do supercontinente Gondwana.

2.2 Contexto Geológico Local

2.2.1 Parque dos Gaviões

A área de trabalho se concentra, mais especificamente, no Parque dos Gaviões. Localizado no estado do Maranhão, esta área é o principal *cluster* gaseífero da Bacia no Parnaíba. Os campos de gás são nomeados como Gavião Real, Gavião Azul, Gavião Branco, Gavião Branco Norte, Gavião Vermelho, Gavião Caboclo e Gavião Preto (Figura 12)

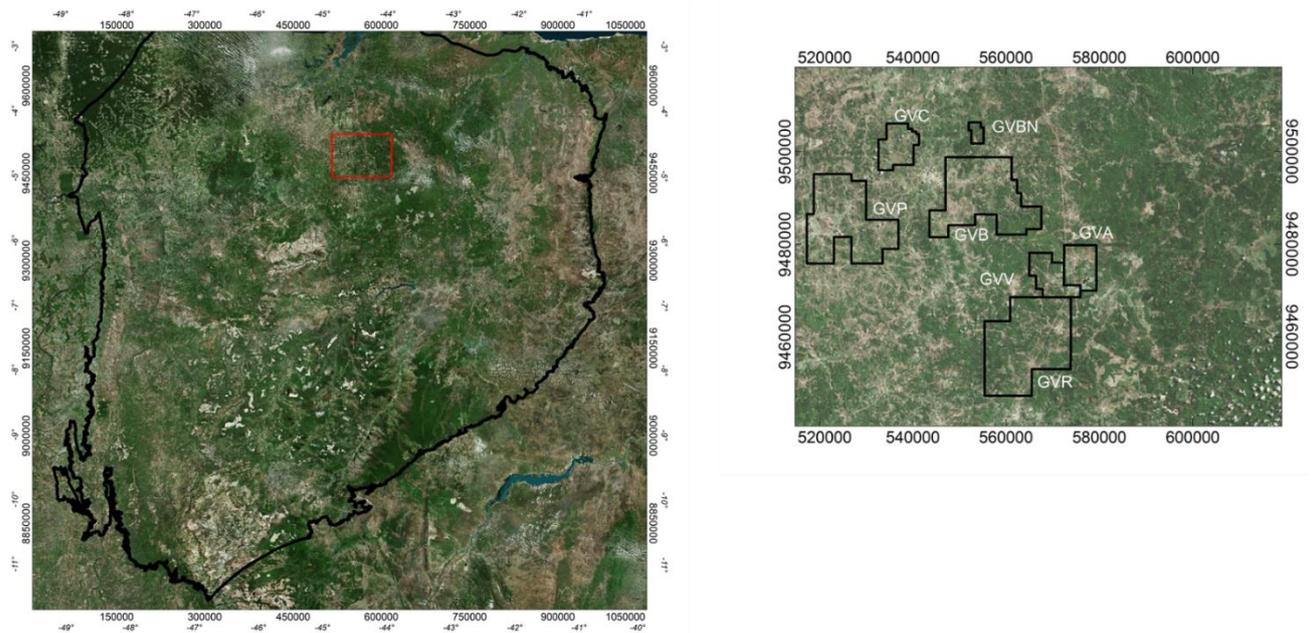


Figura 12 - Localização do Parque dos Gaviões (polígono vermelho) dentro da Bacia do Parnaíba (polígono preto) e mapa detalhado do Parque dos Gaviões com delimitação da área dos campos de gás, respectivamente (GVC – GAVIÃO CABOCLO, GVP – GAVIÃO PRETO, GVB – GAVIÃO BRANCO, NORTE, GVB – GAVIÃO BRANCO, GVV – GAVIÃO VERMELHO, GVA – GAVIÃO AZUL, GVR – GAVIÃO REAL)

2.2.2 Embasamento Cristalino

A Bacia do Parnaíba possui um embasamento cristalino raso (Goés *et al.* 1990) com cerca de 3000 metros de profundidade (Figura 13). É formado por rochas ígneas, metamórficas e sedimentares que pertencem aos crátons São Francisco e São Luís. Possui terrenos afetados pela orogênese Brasileira, lateralmente expostos e inferidos no seu interior, especificamente nas províncias estruturais Tocantins e Borborema, além da Faixa Gurupi (Cordani *et al.*, 2009).

O embasamento Precambriano é constituído por uma série de segmentos crustais, que são resultado do processo Neoproterozóico-Eopaleozóico de aglutinação do Gondwana Oeste por uma colagem geral dos cratons Amazonia, São Luiz/Oeste Africano e São Francisco/Congo (Figura 14).

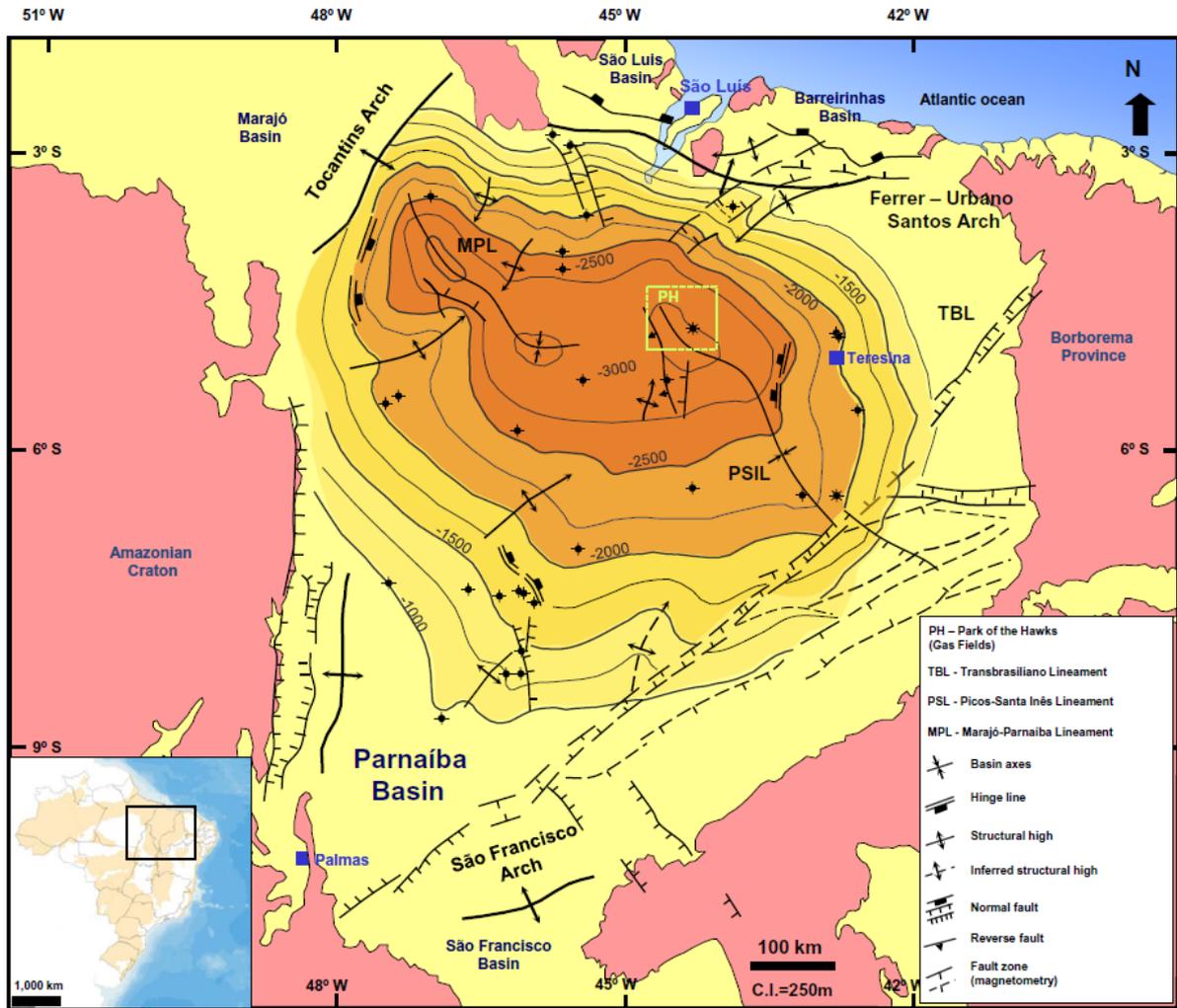


Figura 13 – Mapa de profundidade do embasamento da Bacia do Parnaíba, modificado de Goés *et al.* 1990.

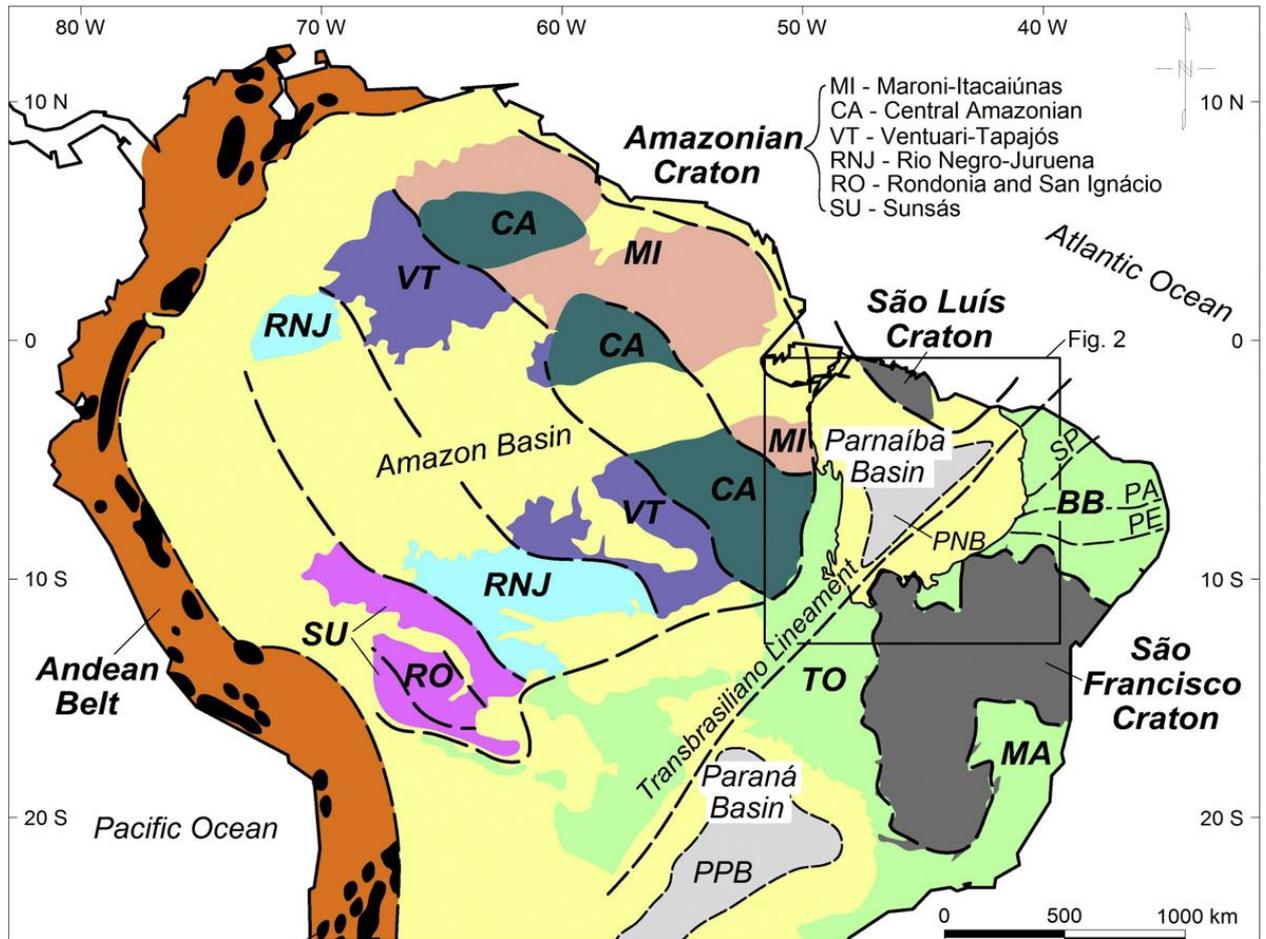


Figura 14 - Mapa tectônico simplificado da porção norte e central da América do Sul (modificado de Fuck *et al.*, 2008).

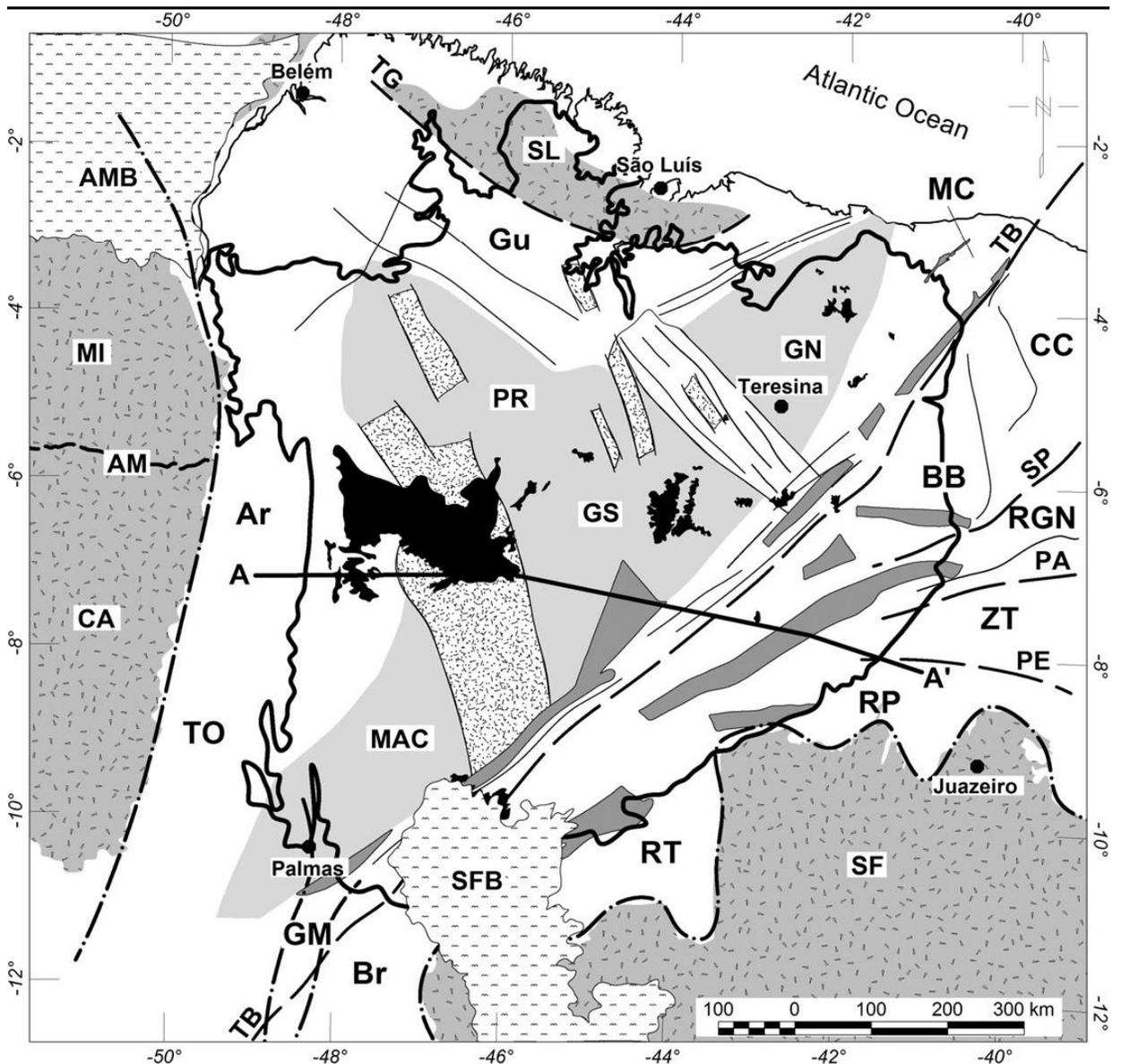
O Bloco Parnaíba é limitado a Leste pelo lineamento Transbrasiliano com orientação NE-SW, que ao lado de outras zonas de cisalhamento do Brasiliano representa a maior tendência estrutural da Província Borborema a Leste e que também controlou a formação de grabens e depocentros paleozoicos (De Castro *et al.*, 2013, 2016).

A Bacia do Parnaíba é limitada por várias unidades pré-cambrianas. O limite norte da Bacia é dado pelo cráton São Luis e a faixa Gurupi (Figura 15). O cráton São Luis é uma pequena parte do cráton Oeste Africano que restou na América do Sul após o rompimento da Pangea no Cretáceo (Bullard *et al.*, 1965; Klein *et al.*, 2002). Esse cráton é formado por granitoides e em minoria por sequências metanovulcânicas-sedimentares supracrustais e limitada ao Sul pela Faixa neoproterozoica Gurupi, supostamente ao longo da zona de cisalhamento Tentugal (Figura 15).

Na borda Oeste, o embasamento engloba o cráton Amazonas e a província neoproterozoica Tocantins (Figura 15). O cráton Amazonas é composto por núcleos proveniente do Arqueano e cinco províncias tectônicas proterozoicas (Cordani *et al.*, 2009b; Santos *et al.*, 2000). Essas províncias exibem uma tendência geral NNW-SSE (Figura 14) e um crescimento crustal do nordeste (2.3-2.1 Ga) para o sudoeste (1.25-1.0 Ga).

A porção oriental do Cráton Amazonas abrange as províncias Amazônica arqueana central e paleoproterozoicas Maroni–Itacaiúnas (Figs. 14 e 15), que limitam a Bacia do Parnaíba. A província Maroni–Itacaiúnas compreende principalmente terrenos granito-greenstone paleoproterozoicos, incluindo blocos arqueanos fortemente retrabalhados, enquanto que a Província Arqueana Amazônica Central é composta principalmente de terrenos de granitoides – greenstone gerados no norte da América do Sul durante o período Arqueano (Santos *et al.*, 2000; Vasquez *et al.*, 2008).

A Província Neoproterozoica do Tocantins foi formada durante a fusão do Gondwana Ocidental, quando os crátons Amazonas, São Francisco, Congo e Paranapanema convergiram (Almeida *et al.*, 2000; Trompette, 1994). A Província do Tocantins inclui a tendência N-NE da Faixa Brasília, formando a margem oeste do cráton São Francisco e o Cinturão Araguaia com tendência N–S, flanqueando o cráton Amazonas (Figs. 14 e 15). O primeiro é composto de ortogneisses e sequências metassedimentares e o último compreende uma pilha espessa de rochas e granitos metassedimentares e unidades de embasamento arqueanos e paleoproterozoicos (Alvarenga *et al.*, 2000).



Legend

- | | | |
|----------------------------------|---------------------------|------------------------|
| Mesozoic - Cenozoic basins | RGN - Rio Grande do Norte | Brasiliano Cratons |
| AMB - Amazon | CC - Ceará Central | AM - Amazonian |
| SFB - Sanfranciscana | MC - Médio Coreáú | SF - São Francisco |
| Parnaíba Basin w/ volcanic rocks | Gr - Gurupi | SL - São Luís |
| Cambrian rifts | TO - Tocantis | Brasiliano shear zones |
| Proterozoic/Phanerozoic rifts ? | Ar - Araguaia | PA - Patos |
| Neoproterozoic fold belts | Br - Brasília | PE - Pernambuco |
| BB - Borborema | GM - Goiás Magmatic Arc | SP - Senador Pompeu |
| | Basement inliers | TB - Transbrasílico |
| | GN - Granja Norte | TG - Tentugal |
| | GS - Granja Sul | |

Figura 15 - Mapa tectônico do embasamento da Bacia do Parnaíba. compilado de estudos geofísicos prévios (Nunes, 1993) e geológicos (Cordani *et al.*, 1984, 2009; Vasconcelos *et al.*, 2004)

2.2.3 Soleiras e Diques

Segundo Vaz *et al.* (2007), na Bacia do Parnaíba acomodaram-se as ígneas intrusivas (diques e soleiras) e extrusivas de idade mesozoica, as quais, de acordo com os registros estratigráficos, foram divididas em duas unidades: Formação Mosquito (Eojurássico) e Formação Sardinha (Neocretáceo).

Formação Mosquito foi o termo proposto por Aguiar (1971) para identificar os derrames basálticos intercalados por arenitos; já na Formação Sardinha, agrupou corpos de basalto, preto a roxo. Segundo Caputo *et al.* (2005), o tempo da atividade magmática seguiu-se bem mais do que em outras bacias paleozoicas brasileiras. Em subsuperfície, os diques e soleiras estão presentes em maior quantidade na Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera e ocorrem também na Sequência Siluriana, sendo muito raros na Neocarbonífera-Eotriássica (Vaz *et al.*, 2007).

De acordo com Miranda *et al.* (2018) a idade das rochas magmáticas foi estabelecida usando métodos de datação K-Ar e Ar/Ar. Os resultados levaram a dois grupos de idades. O grupo mais antigo, relacionado à abertura do Oceano Atlântico Equatorial, corresponde à Formação Mosquito, com idades que variam de 215 Ma a 150 Ma. Geralmente ocorre na forma de grandes derrames de basalto e grandes soleiras, abundantes na parte ocidental da bacia. Este evento magmático pode ser correlacionado ao magmatismo Penatecaua, nas bacias do Solimões e Amazonas, e ao magmatismo Anari/Tapirapuã, na Bacia dos Parecis (MILANI & THOMAZ FILHO, 2000; BAHIA *et al.*, 2006), estando relacionada à quebra do Pangea na passagem Triássico-Jurássico que estabeleceu no Brasil um novo estágio tectônico, o da ativação, que levaria a eventos distensionais, reativação de falhas antigas, surgimento de fraturas e intenso magmatismo (Almeida e Carneiro, 2004; Zalán, 2004) (Figura 16a).

O evento magmático Sardinha, mais recente, com idade variando de 149,5 a 87 Ma, é correlacionado à abertura do Atlântico Sul e à Formação Serra Geral na Bacia do Paraná (FODOR *et al.*, 1990; BELLINI *et al.*, 1990), estando ligado à quebra de Gondwana no Eocretáceo (Figura 16b). Estas intrusões mais jovens são representadas por grandes diques e pequenas soleiras, mais abundantes na porção leste da bacia.

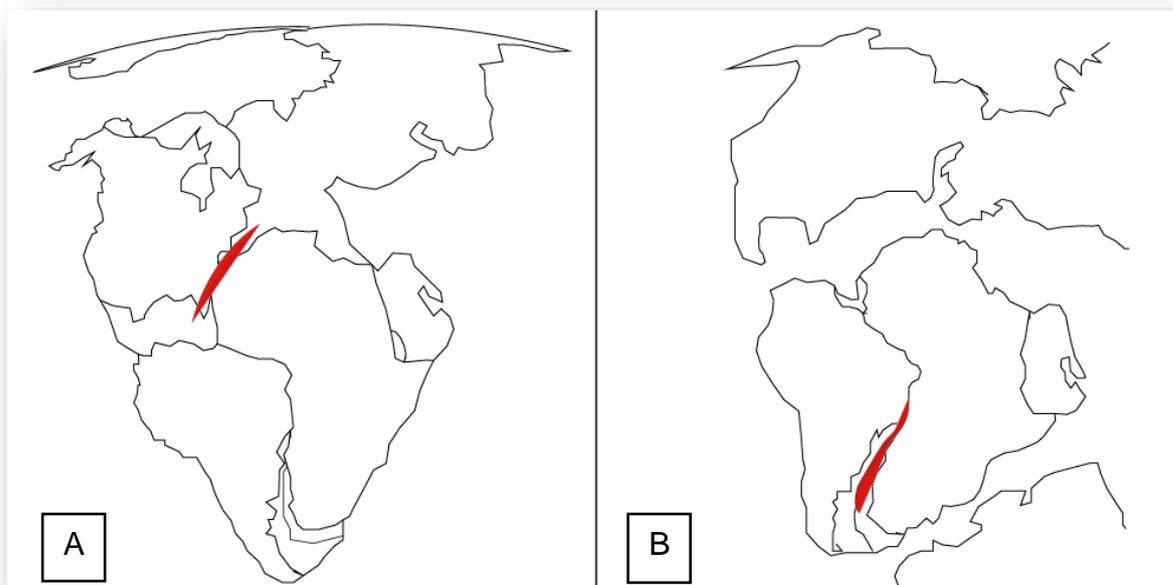


Figura 16: Mapas dos paleocontinentes com as áreas onde se iniciaram as atividades vulcânicas (destacadas em vermelho): (a) Província Magmática do Atlântico Central, há cerca de 200Ma – Pangea e; (b) Província Magmática Paraná-Etendeka, entre 137-127Ma - Gondwana. FONTE: Courtillot *et al.*, 1999.

As rochas variam de basaltos a gabros e, em geral, são afaníticas ou microporfiríticas, compostas por plagioclásio, clinopiroxênio (augita) e raros cristais de olivina. São hipocristalinas a holocristalinas, de textura intersertal a intergranular, ofítica e subofítica (Silva, 2016).

Estudos geoquímicos indicam que as rochas basálticas das formações Mosquito e Sardinha são toleíticas, geneticamente oriundas de diferentes fontes mantélicas. Geralmente basaltos de alto-TiO₂ pertencem à Formação Sardinha e baixo-TiO₂ à Formação Mosquito.

São considerados dois mecanismos de trapeamento para os reservatórios da bacia. Uma das hipóteses é de que as “estruturas em domo” das soleiras são formadas devido ao amalgamento de duas ou mais soleiras em forma de disco, enquanto a segunda hipótese propõe que, causada pela intrusão de magma, a soleira se moveria para cima e para baixo, em diferentes níveis de fluabilidade (Galerie *et al.* 2011) criando assim condições para a formação do reservatório (Figura 17).

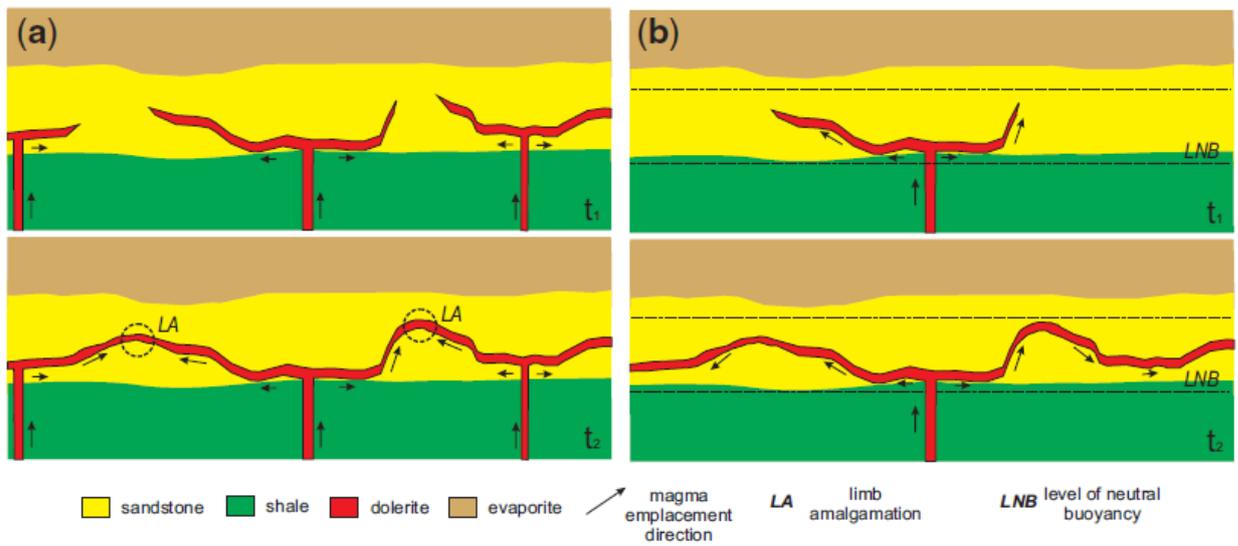


Figura 17 - Esquema geológico em seção dos possíveis mecanismos de trapeamento. (a) Múltiplos diques alimentando a soleira (t_1) e amalgamento transgressivo (t_2); e (b): Único dique alimentando soleira (t_1) e variação do nível da soleira ao longo de um nível de flutuabilidade neutra (t_2). Fonte: Miranda (2018).

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Filtragem 2D no Domínio de Fourier

Por conveniência matemática os filtros utilizados neste trabalho são aplicados no domínio de Fourier, ou domínio do número de onda. O dado de campo potencial (magnético ou gravimétrico) deve estar gridado e regularizado. O sinal deve ser periódico, não deve possuir buracos ou ser irregular, especialmente falando. Uma vez que os dados estão regularizados inicia-se o processo:

- Aplica-se a Transformada de Fourier Direta para que os dados sejam transformados do domínio do espaço para o domínio do número de onda.
- No domínio do número de onda, o filtro desejado é aplicado, onde multiplica-se o dado por um coeficiente de transformação.
- Finalmente os dados filtrados são convertidos de volta para o domínio do espaço através da Transformada de Fourier Inversa. As dimensões do grid 2D são restauradas e obtém-se o dado filtrado para interpretação.

3.1.1 Redução ao pólo

O filtro de Redução ao Pólo é muito utilizado em dados magnéticos para auxiliar na interpretação e localização das fontes geológicas. Sua base física está sobre a teoria do campo potencial (Baranov, Naudy 1957). Ele transforma dados de intensidade do campo total magnético (TMI) medidos em qualquer inclinação magnética em um dado com comportamento como se o levantamento magnético houvesse sido realizado no pólo magnético ($I=90^\circ$). De forma direta é como se a natureza dipolar das anomalias, que torna a interpretação da fonte mais complexa fosse removida, tornando o campo magnético sobre uma fonte muito mais centralizado e simples de analisar ou determinar os parâmetros físicos da fonte (Figura 18)

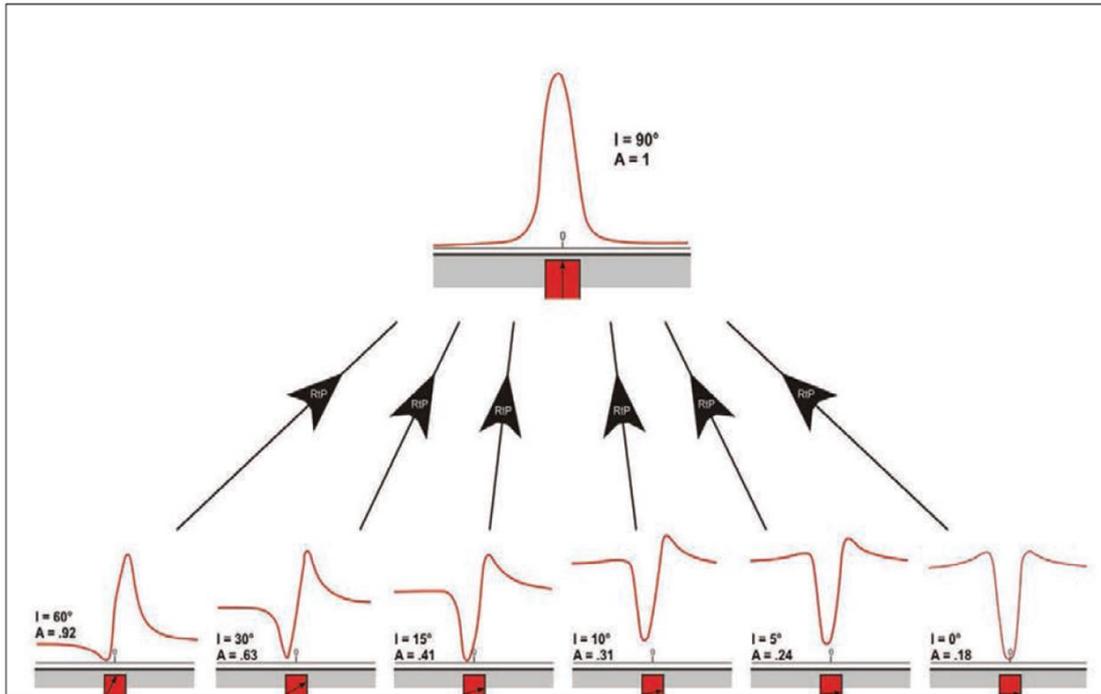


Figura 18 - Redução ao pólo para fontes em diferentes inclinações magnéticas. FONTE: Modificada de David J. Isles & Leigh R. Rankin 2018).

A redução ao pólo tem sido usada por muito tempo na interpretação de dados magnéticos, porém apresenta alguns limitantes como por exemplo o efeito de baixa latitudes quando a fonte se situa em zonas com inclinação abaixo de 15° (Silva, 1986 e Mendonça e Silva, 1993). Nessas zonas o resultado da Redução ao pólo gera feições espúrias devido a instabilidade numérica. Para diminuir os problemas quanto a baixa latitude usamos aqui nesse trabalho o filtro de redução ao pólo que adiciona um fator de complemento a inclinação no intuito de estabilizar o filtro nessas regiões (Macleod *et al.* 1993).

$$L(\theta) = \frac{[\sin(I) - i \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(I_a) + \cos^2(I_a) \cdot \cos^2(D - \theta)] \cdot [\sin^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]} \quad (1)$$

Onde I é a Inclinação magnética em graus, D a Declinação magnética em graus e la o fator de correção para a inclinação.

Outra limitação da Redução ao pólo é a necessidade de se ter informações sobre a direção do vetor de magnetização (inclinação e declinação) das fontes

causadoras. Quando a magnetização da fonte é somente induzida assume-se então os valores do campo total na região de aquisição. No entanto, caso haja remanência e não se usar os valores corretos de inclinação e declinação para o filtro, os resultados serão irrealis e levarão o intérprete ao erro, no momento de mapear e identificar a localização da fonte.

Muitos autores tentaram resolver os problemas da redução ao pólo. Os métodos ou modificavam a amplitude de correção na direção norte-sul magnética usando transformações para o domínio da frequência (Hansen & Pawlowski, 1989, Mendonça & Silva 1993) ou calculavam uma fonte equivalente no domínio do espaço (Silva, 1986). Em todos os casos sempre se assumia que as fontes eram magnetizadas somente por indução. Todavia, a maneira mais simples e efetiva de resolver o problema da amplitude foi desenvolvida por Grant & Dodds no algoritmo do MAGMAP FFT em 1972 (Macleod *et al.* 1993):

$$L(\theta) = \frac{1}{[\sin(I) + i\cos(I)\cos(D-\theta)]^2} \quad (2)$$

Onde θ é a direção do numero de onda, I a inclinação magnética e D a declinação magnética. A partir da equação 2, se I se aproxima de zero (equador magnético) e $(D-\theta)$ se aproxima de $\frac{\pi}{2}$ (feição norte-sul), então o operador vai ao infinito (Mendonça & Silva 1993). Grant & Dodds (1972) propuseram uma alternativa para a instabilidade do operador, adicionando uma segunda inclinação (I') que é usada para tentar controlar a amplitude do filtro próximo ao equador e tentar estabilizá-lo :

$$L(\theta) = \frac{1}{[\sin(I') + i\cos(I)\cos(D-\theta)]^2} \quad (3)$$

3.1.2 Sinal Analítico

Outra filtro muito utilizado na interpretação de dados magnéticos é a Amplitude do Sinal Analítico. Inicialmente Nabighian (1972; 1974) mostrou a aplicação para fontes 2D onde é quantitativamente dada por uma função complexa, calculada ao longo de X a níveis de observação contante em Z . A componente imaginária da função

é definida pela Transformada de Hilbert da parte real representando os gradientes nesse caso horizontal e vertical da anomalia do campo magnética do campo total (T):

$$A(x) = \frac{dT}{dx} + i \frac{dT}{dz} \quad (4)$$

Roest *et al.* (1992) mostrou que a amplitude do sinal analítico (valor absoluto) do sinal analítico 3D em uma localização (x,y) pode ser calculada à partir das três derivadas do campo magnético total:

$$|A(x,y)| = \sqrt{\left(\frac{dT}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dT}{dy}\right)^2 + \left(\frac{dT}{dz}\right)^2} \quad (5)$$

Onde $A(x,y)$ é a amplitude do sinal analítico nas coordenadas (x,y) e T o campo magnético observado na mesma posição x,y. As derivadas direcionais acima podem ser facilmente calculadas usando a técnicas de transformada de Fourier (FFT). De forma prática, o filtro de sinal analítico também centraliza as anomalias (Figura 19) independente da característica da magnetização das fontes causadoras em subsuperfície. Adicionalmente, a equação 5 trata-se de um poderosa técnica de processamento dos dados, que auxilia a interpretação de anomalias magnéticas. A Bacia do Parnaíba encontra-se em latitudes intermediárias, o que indica que o ASA deve ser considerado em detrimento ao RTP.

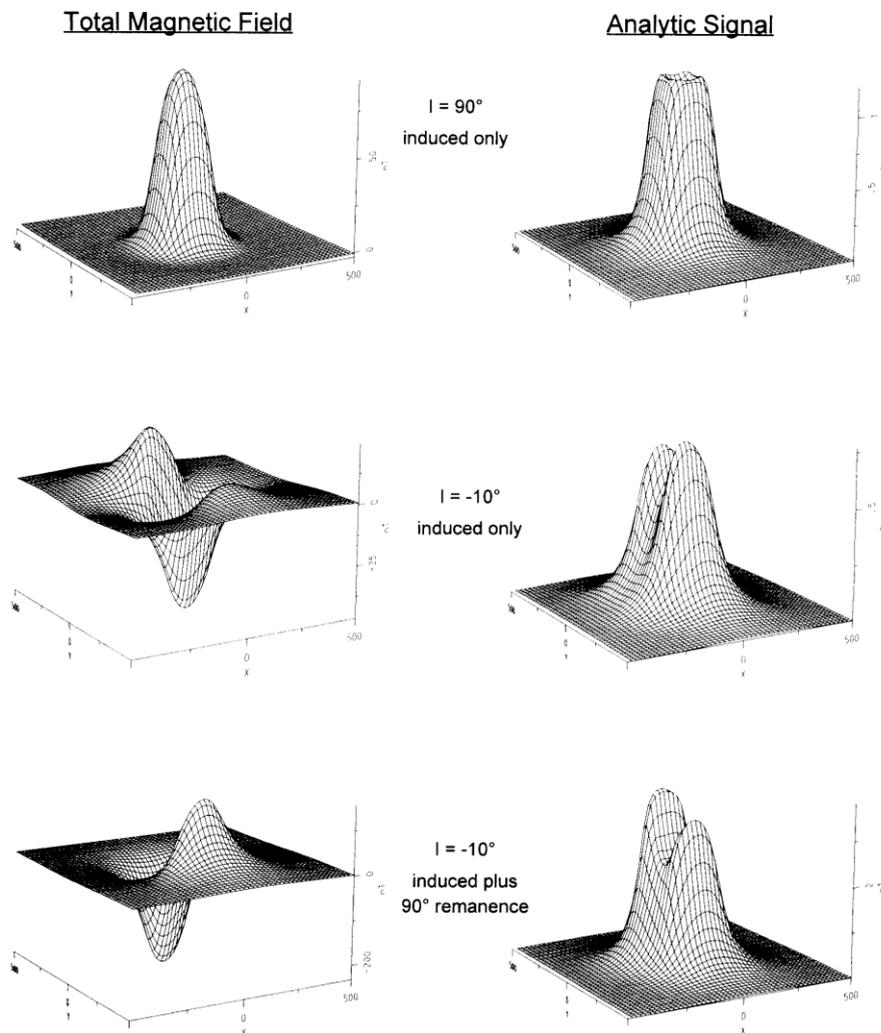


Figura 19 - Sinal analítico aplicado a fontes em diferentes inclinações, com presença de remanência ou não. FONTE: Mcleod *et al.* 1993

3.1.3 Derivada Vertical

O filtro de derivada vertical é também um outro filtro bastante utilizado para realçar fontes geológicas rasas e determinar os contatos dessas fontes a partir de dados magnéticos ou gravimétricos por exemplo. Esse filtro nada mais é que a derivada da anomalia em relação à direção vertical, onde A é a amplitude da anomalia:

$$Dz = \frac{\partial A}{\partial z} \quad (6)$$

3.1.4 Análise Espectral

Os dados de campo potencial (Magnéticos e Gravimétricos) contém em toda a sua amplitude informações da subsuperfície que vão desde porções bem rasas a outras mais profundas. Essa característica é relacionada ao princípio da superposição, que em um trabalho de processamento, permite a separação e estudo das diferentes componentes de frequência dos dados, de acordo com o fim necessário. A análise espectral dos dados de campo potencial têm sido usada durante muitos anos. Através dela é possível realizar a separação que chamamos de Regional-Residual, onde a componente regional está relacionada a fontes profundas e a residual a fontes mais rasas (Figura 20), mas também pode ser utilizada para realizar o cálculo de profundidades de grupos de fontes (Spector & Grant 1970).

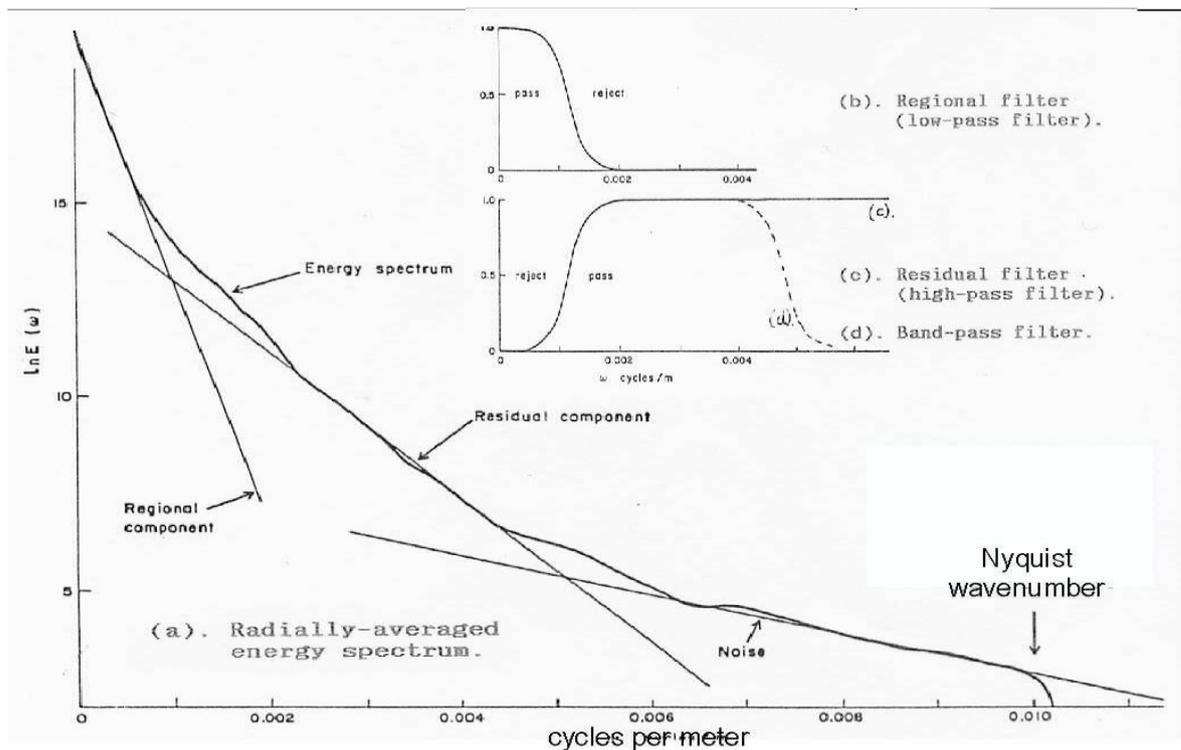


Figura 20 - Espectro de média radial de um dado de campo potencial. FONTE: Reeves, 2005

A média radial do espectro de potência do campo em um plano de observação 2-D diminui com o aumento da profundidade Z da fonte por um fator $e^{-2z|k|}$, onde k é o número de onda. Assim, se o fator profundidade domina o formato do espectro de potência, o logaritmo do espectro de potência deve ser proporcional a $-2z|k|$, e a

profundidade da fonte pode ser derivada diretamente pela inclinação do log da média radial do espectro de potência (Maus e Dimri, 1996). Sabendo que f é a frequência e que é inversamente proporcional ao comprimento de onda λ , dado em ciclos/unidade, que corresponde ao número de onda $k = 2\pi f = 2\pi/\lambda$, em radiano/unidade, e considerando C uma constante que inclui parâmetros do campo e propriedades magnéticas, temos que o espectro de potência (PS) é dado por:

$$PS(k) = Ce^{-4\pi zf} = Ce^{-2zk} \quad (7)$$

Aplicando o logaritmo natural dos dois lados da equação, temos:

$$\ln[PS(k)] = \ln[C] - 4\pi zf = \ln[C] - 2zk, \quad (8)$$

onde $4\pi z$ ou $2z$ é a inclinação (s) da reta de $\ln[PS]$ versus f ou k , respectivamente (Hinze *et al.*, 2013). Assim, podemos obter a profundidade das fontes magnéticas a partir da inclinação (s) da reta:

$$z(f) = \frac{s}{4\pi}, \quad (9)$$

ou

$$z(k) = \frac{s}{2} \quad (10)$$

Esta equação deve assumir uma magnetização aleatória na qual o tamanho e a espessura da fonte são negligenciáveis (Hinze *et al.*, 2013). Outro fator crucial é a Frequência de Nyquist, que seria a frequência mais alta do sinal original. Se um valor de frequência é mais alta que a frequência de Nyquist, então esse valor é considerado como ruído, uma vez que não é possível detectar comprimentos de onda menores que duas vezes os valores de intervalo de amostragem do dado:

$$f_n = \frac{1}{2\Delta t} \quad (11)$$

onde f_n é a frequência de Nyquist e Δt é o intervalo de amostragem.

3.2 Inversão Geofísica

3.2.1 Problema Direto

Antes de falarmos do problema inverso, é necessário definirmos o que é o problema direto. Este consiste em calcular a resposta magnética ou gravimétrica para as localizações definidas à partir de um modelo da subsuperfície. Nesse caso, pode ser um modelo de susceptibilidades ou densidades conhecidas. Matematicamente, pode-se calcular o problema direto tanto gravimétrico quanto magnético através da seguinte relação linear:

$$D = G[M] \quad (12)$$

onde D é dado produzido pelo modelo interpretativo, G é a matriz contendo a função de Green (Gravimétrica ou Magnética) e M o modelo de parâmetros (susceptibilidades ou densidades).

3.2.2 Problema Inverso

No caso do problema inverso, nós calculamos os parâmetros físicos à partir dos dados observados. Segundo Engl *et al.* 1996, resolver um problema inverso é determinar causas desconhecidas a partir de efeitos desejados ou observados. No caso do problema direto a causa é bem conhecida, ou seja, se conhece o modelo onde a partir daí calculamos o efeito dessa causa.

Matematicamente problemas inversos fazem parte da classe de problemas mal-postos. O problema bem-posto seria um problema que cumpre algumas condições como, a existência de uma só solução e essa solução tendo uma dependência suave com os dados de entrada.

O problema mal-posto seria o problema que não cumpre os requisitos acima. Existem várias formas de se obter as soluções com cálculos inversos. Os métodos de regularização são importantíssimos no sentido de exatamente transformarem um problema mal-posto em bem posto adicionando um fator adicional a inversão de forma a conseguirmos obter uma solução dentro todas as opções disponíveis (ambiguidade geofísica). Tikhonov (1963) foi quem criou a formulação geral para problemas inversos mal-postos, com a aplicação da regularização.

O método de regularização seria então a determinação de uma solução aproximada e suave que ajustam os dados observados no campo, levando em consideração certo nível de ruído presente nos dados.

O problema inverso basicamente consiste em minimizar a função objetivo da seguinte forma:

$$\varphi T(d,m) = \varphi d + \lambda \varphi m, \quad (13)$$

Onde φd é chamada de função do ajuste e pode ser expressa como:

$$\varphi d = \frac{1}{N} \sum_{i=1,N} \left(\frac{d^{obs} - d^{pre}}{\delta d} \right)^2 \quad (14)$$

Onde d^{obs} corresponde aos dados observados, tanto para o caso magnético, quanto para o caso gravimétrico, d^{pre} corresponde ao modelo calculado e minimizando a função a 14 tem-se um modelo final. A segunda parte da equação 13 ($\lambda \varphi m$) é chamada de função de regularização de Tikhonov e define-se como:

$$\varphi m = (R_m)^T R_m \quad (15)$$

Neste caso, a matriz de diferenças finitas impõe suavidade às estimativas de propriedade física. A equação 15 é a função de regularização de Tikhonov, se $R =$ Identidade, então trata-se do Tikhonov de ordem zero. Se $R =$ matriz de diferenças finitas, então temos o Tikhonov de ordem 1. A equação 15 é uma equação matricial, cujas dimensões estão definidas de acordo com $R(a,b)$ que seria o número de dados e b , correspondendo ao número de células da malha do modelo (Figura 21).

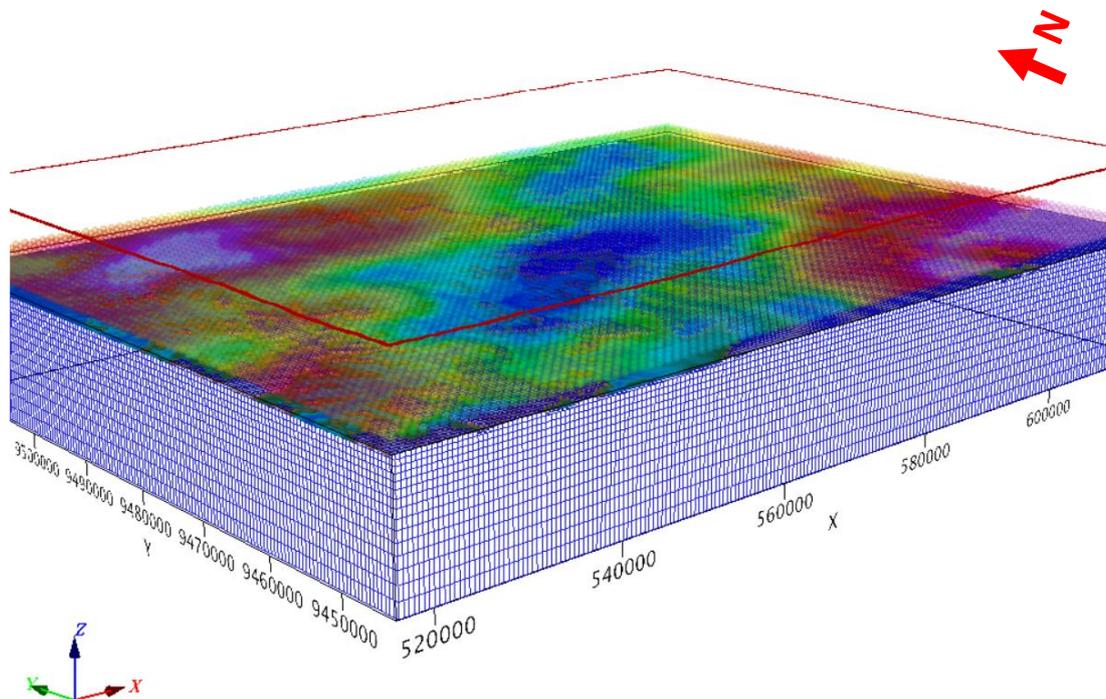


Figura 21 – Exemplo de malha de um modelo inicial, onde é feito a parametrização para posterior inversão. Para cada célula 3D, é calculado um valor de propriedade física (susceptibilidade ou densidade).

M é o modelo de parâmetros, ou seja, a distribuição de susceptibilidade magnética ou densidade em cada célula do modelo interpretativo. A equação 15 tem por objetivo impor suavidade ao modelo de propriedade física estimado, conferindo estabilidade ao problema inverso.

A minimização da função objetivo no sentido de mínimos quadrados regularizados permite obter a distribuição de propriedade física em subsuperfície que esteja estável e ajuste os dados observados, respeitando um erro considerado aceitável. λ é o parâmetro de regularização, cujo propósito é balancear a importância relativa de cada parcela da equação 13 (BLAKELY, 1996; LI & OLDENBURG, 1996; ASTER; BORCHERS; THURBER, 2018). Com todos os parâmetros definidos foi possível realizar as inversões através da plataforma VOXI (ELLIS, 2018). Vale ressaltar que este algoritmo utiliza a curva-L (HANSEN & O'LEARY, 1993) para estabelecer o parâmetro de regularização ideal para o problema inverso.

3.2.3 VOXI Earth Modelling

O VOXI Earth Modelling foi desenvolvido em 2012 pela Geosoft (atualmente Seequent) como uma solução avançada para inversão geofísica, porém usando o poder da nuvem (Microsoft Azure) para gerar modelos de propriedade física da Terra (suceptibilidade magnética, densidade, condutividade e/ou resistividade elétrica) em vistas de mitigar riscos na investigação e aumentar a produtividade em um trabalho de processamento geofísico.

Para o caso magnético, comumente é realizada a inversão de susceptibilidade convencional, que considera que os domínios magnéticos irão se orientar paralelamente ao campo geomagnético, o que não ocorre sempre (fig. 22 C).

Porém o VOXI usa uma técnica chamada MVI – *Magnetization Vector Inversion*, que não somente considera a magnetização induzida, mas também leva em consideração a remanescência, a desmagnetização e a anisotropia dos materiais magnéticos para calcular a amplitude e direção dos domínios, dessa forma, gerando um modelo 3D muito mais real e próximo da realidade complexa das estruturas geológicas em subsuperfície.

Quanto ao princípio físico do MVI, o material magnético em subsuperfície é afetado pelo campo Geomagnético da Terra e esta magnetização gera nos dipolos magnéticos uma alteração na forma como são dispostos. Esses domínios magnéticos (ou dipolos magnéticos), na ausência do campo geomagnético, são orientados de forma randômica ou aleatória (fig. 22 A).

Na presença do campo geomagnético estes domínios passam a ser orientados de maneira mais ordenada (fig. 22 B). Os fatores que vão controlar essa ordem serão a indução, remanescência, anisotropia, desmagnetização e outras. A desconsideração desses parâmetros, principalmente para regiões de baixa latitude, pode gerar interpretações equivocadas (Aisengart, 2013).

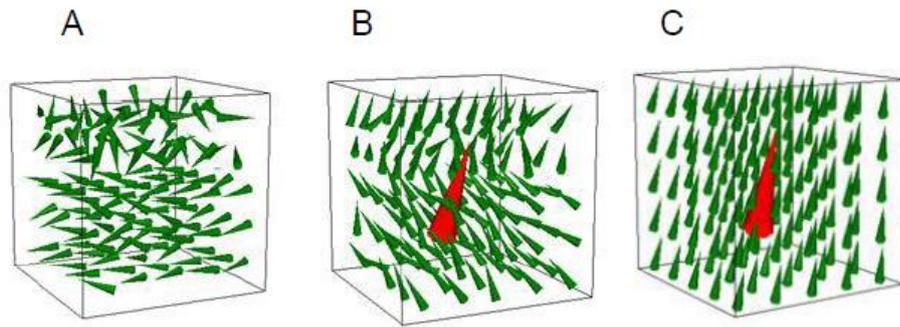


Figura 22 - (A) Domínios magnéticos aleatoriamente ordenados na ausência do campo geomagnético da Terra. (B) Domínios magnéticos mais ordenados na presença do campo geomagnético da Terra (cone vermelho). (C) Domínios magnéticos totalmente alinhados na presença do campo geomagnético da Terra (cone vermelho). FONTE: Pereira *et al.* 2015.

Inversão do Vetor de Magnetização (MVI)

No caso da inversão magnética vale ressaltar que o método utilizado pelo VOXI é diferente da maioria dos algoritmos convencionais, que consideram que as fontes são magnetizadas somente por indução. No presente trabalho utilizamos a Inversão do Vetor de Magnetização – MVI (Ellis *et al.*, 2012) implementada na solução de inversão na nuvem VOXI dentro do software Geosoft Oasis montaj (*Seequent*) que considera também fatores como remanência e desmagnetização.

Vamos assumir que as propriedades magnéticas da terra podem ser representadas pelo volume de magnetização, $M(\mathbf{r})$ (Telford *et al.* 1990). Não estamos definindo se a origem da magnetização da fonte é induzida, remanente, ou outra. Da magnetoestática, o campo magnético \mathbf{B} num ponto \mathbf{r}_j resultante de um volume V contendo magnetização $\mathbf{M}(\mathbf{r})$, é dado por:

$$\mathbf{B}(\mathbf{r}_j) = \nabla \int_V \mathbf{M}(\mathbf{r}) \cdot \nabla \frac{1}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_j|} d\mathbf{r}^3 \quad (16)$$

Através da expressão 16, podemos ver a contribuição natural da magnetização para a inversão. Se o volume V consiste de um conjunto de N sub-volumes V_k cada um de magnetização constante m_k , então:

$$B_{\beta}(\mathbf{r}_j) = \sum_{k,\alpha}^{N,3} m_{k,\alpha} \int_{v_k} \partial_{\alpha} \partial_{\beta} \frac{1}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_j|} d\mathbf{r}^3 \quad (17)$$

Esse seria o problema direto: dada uma série de fontes m_k ($k=1,\dots,N$) então \mathbf{B}_j é o campo magnético anômalo previsto nos pontos, \mathbf{r}_j ($j=1,\dots,M$). Note que a coordenada α é somada indicando que nós estamos livres para escolher a coordenada interna mais conveniente computacionalmente. Também sugere-se que uma coordenada invariante como a amplitude, $\mathbf{M}(\mathbf{r}) = |\mathbf{M}(\mathbf{r})|$, será mais fortemente determinada a partir dos dados.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Materiais

4.1.1 Dados aerogeofísicos

Para esse trabalho foram utilizados dados magnéticos e gravimétricos regionais (0050_GRAVIMAG002) de um levantamento que sobrevoou aproximadamente 750km² cobrindo a totalidade da Bacia e realizado entre os anos de 2005 a 2006. Os dados fornecidos pela ANP/BDEP possuem linhas de voo com azimute Leste-Oeste, espaçamento de 6 quilômetros e altura de voo de 600 metros acima da topografia. Esse tipo de dado se configura em um levantamento Regional, muito útil em caracterização geológica (Figura 23).

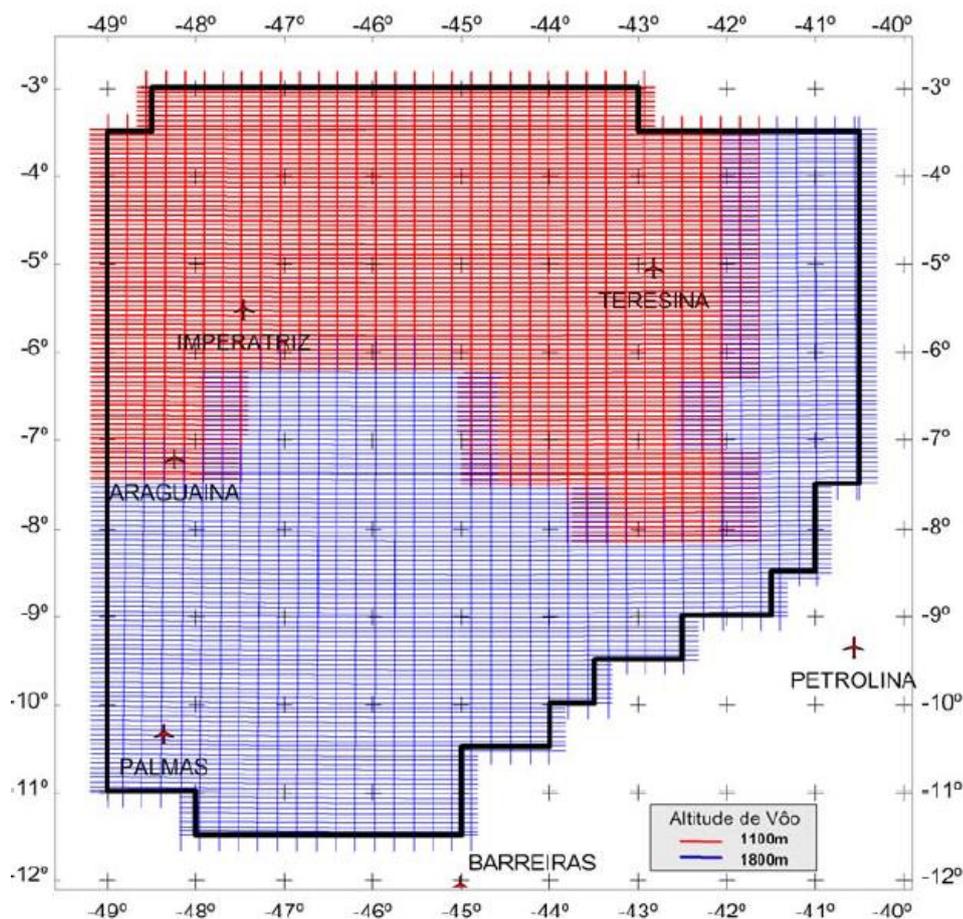


Figura 23 - Área do Levantamento Aerogeofísico Regional (FONTE: Relatório ANP TOMO I)

Para as correções do campo magnético foram utilizados quatorze estações fixas para controle dos dados adquiridos e correção da variação diurna do campo. Este deve ser monitorado constantemente, a fim de evitarmos perturbações não desejadas em nossas medidas.

Com relação a calibração do sistema gravimétrico foi feito separadamente a fim de também manter a orientação vertical dos gravímetros durante todo o vôo.

O processamento dos dados aeromagnéticos e gravimétricos foram realizados no software GEOSOFT Oasis montaj. Todas as correções específicas para o levantamento magnético, como por exemplo, remoção do IGRF (International Georeference Magnetic Field), correção de variação diurna, nivelamento e micronivelamento estatístico dos dados foram feitos. Com isso conseguimos eliminar ruídos inerentes ao levantamento aéreo e obtemos um maior realce das fontes crustais, que são o objetivo de interesse deste estudo.

Para o caso gravimétrico também foram feitas as correções de latitude, acelerações dinâmicas, Eotvos (correção do efeito da velocidade angular), correção de terreno e cálculo de anomalias Ar-livre e Bouguer .

4.1.2 Modelo Digital de Terreno

Também utilizamos os dados do modelo digital de terreno obtidos a partir do próprio servidor interno Seeker do software Oasis montaj. O modelo utilizado é o “Shuttle Radar Topography Mission” (SRTM) que foi uma missão realizada pela NGA (National Geospatial-Intelligence Agency) e NASA (National Aeronautics and Space Administration) com objetivo de gerar a base de dados topográfica da Terra com maior resolução possível naquele momento. Os dados possuem 90 metros de resolução espacial, o que possibilita boas condições para verificação da cobertura da região e mapeamento das principais estruturas existentes (Figura 24). A topografia da região não possui grande variação, indo de 7 metros a 500 metros aproximadamente dentro do Parque dos Gaviões.

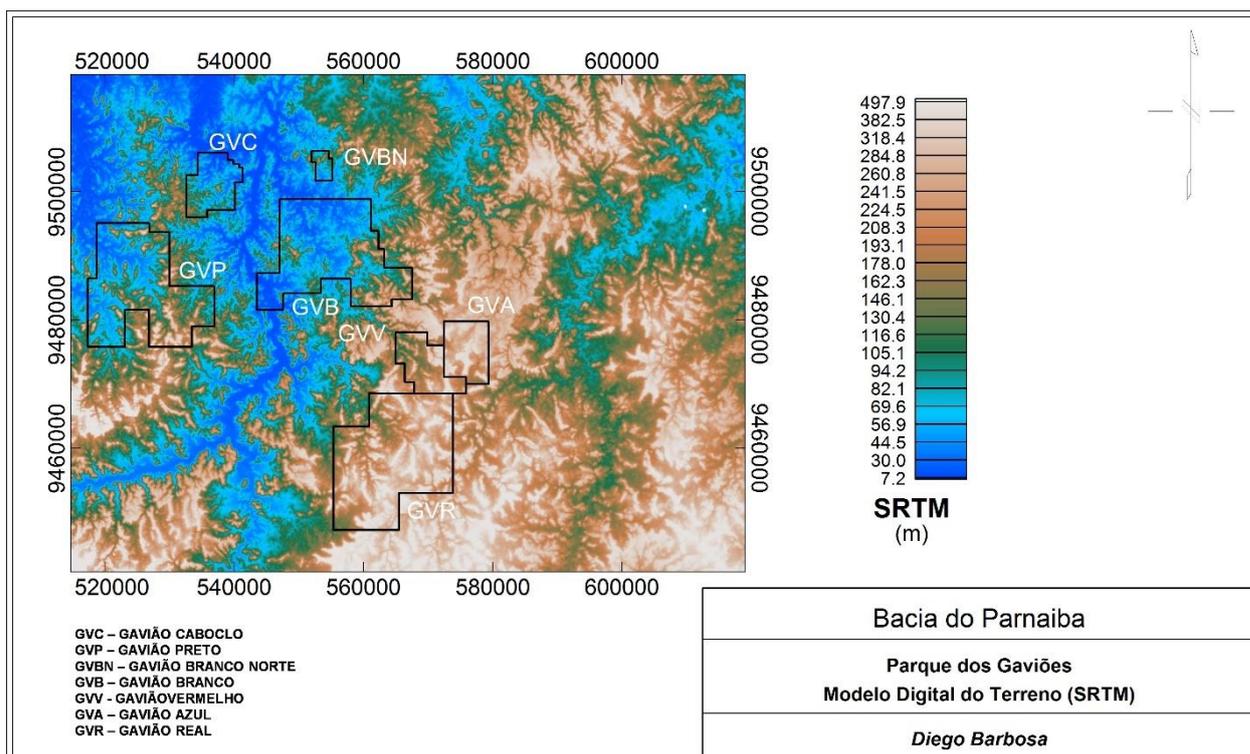


Figura 24 – Modelo Digital de Terreno

4.1.3 Dados de Poços

Foram usados nesse trabalho os perfis compostos de 15 poços (1-OGX-16-MA, 1-OGX-34-MA, 1-OGX-101-MA, 1-OGX-110-MA, 2-CP-1-MA, 3-OGX-38-MA, 3-OGX-46D-MA, 3-OGX-95-MA, 3-PGN-2-MA, 3-PGN-3-MA, 3-PGN-4-MA, 4-OGX-49-MA, 4-OGX-91D-MA, 4-OGX-111-MA, 4-PGN-6-MA) para correlacionarmos com os dados geofísicos e corroborarmos os resultados do presente estudo (Figura 25). Mais precisamente foram utilizadas informações a respeito de presença ou não de reservatórios com o intuito de verificar se as estimativas das distribuições de susceptibilidade magnética e densidade indicariam a mesma condição. O poço **2-CP-1-MA** foi o único dentre os listados, que possuía informação sobre a profundidade do embasamento cristalino e por isso foi utilizado como vínculo no processo de inversão.

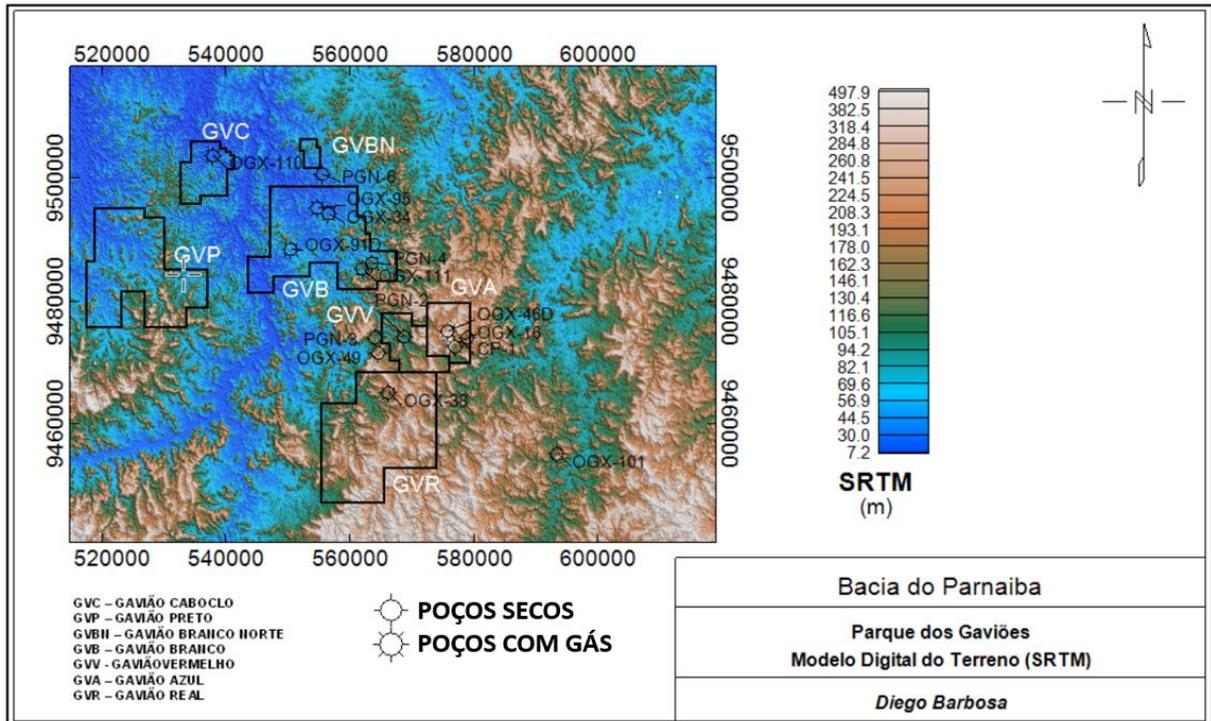


Figura 25 – Área do parque dos gaviões com poços utilizados no trabalho.

4.2 Métodos

4.2.1 Interpretação 2D dos dados Magnéticos

Filtro de Redução ao Pólo

Devido ao fato da área da Bacia do Parnaíba estar em uma zona de latitude intermediária (inclinação -8.43 e declinação -21.06) no Parque dos Gaviões, o sinal do campo magnético sobre uma fonte não é um monopólo centralizado sobre a mesma. Para efeito de interpretação, comumente são aplicados filtros como o de Redução ao pólo, que teoricamente transforma a anomalia centralizando-a sobre a fonte (considerando que a fonte foi magnetizada por indução).

Este tema auxilia na interpretação e nos permitiu melhor inferir a posição dos alvos investigados (Figura 26).

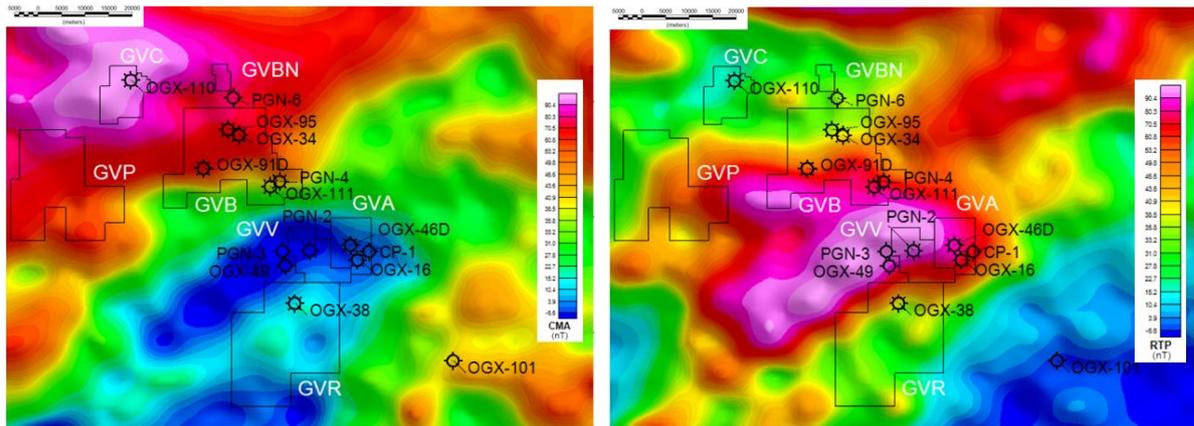


Figura 26 – Detalhe do Campo magnético anômalo (esquerda) e campo magnético reduzido ao pólo (direita).

Amplitude do Sinal Analítico

O filtro da amplitude do sinal analítico é mais uma técnica bastante utilizada no processamento de dados magnéticos, uma vez que centraliza as anomalias magnéticas sobre suas fontes causadoras. Assim conseguimos também ter uma boa perspectiva em 2D da localização e bordas do corpo em 2D (Figura 27). Nota-se que no centro do Parque dos Gaviões existe uma fonte maior, sugerindo possivelmente um alto de embasamento, além de outras estruturas menores, alinhadas em sentidos SO-NE, SE-NO e N-S.

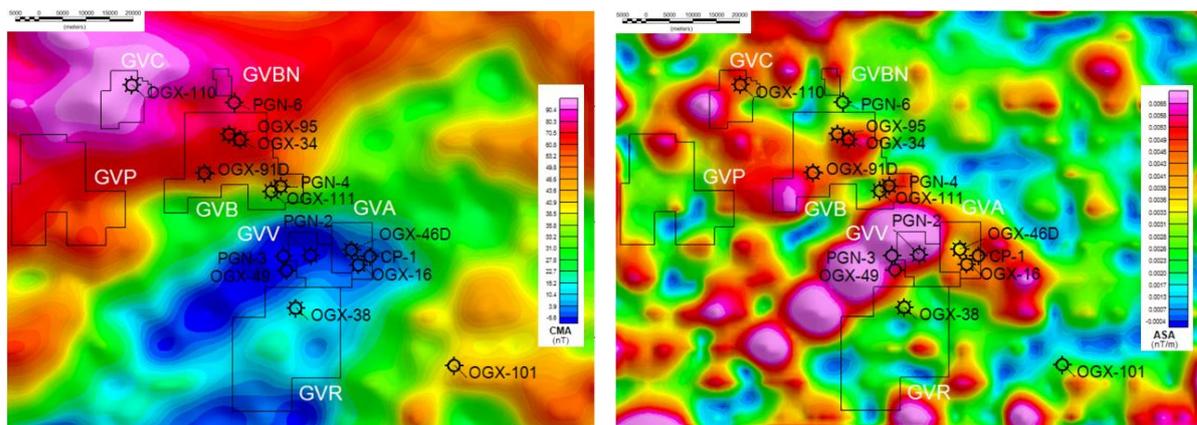


Figura 27 – Campo Magnético Anômalo (CMA) e Sinal Analítico (aplicado ao dado CMA) respectivamente.

Derivada Vertical

Depois de ter as anomalias centralizadas sobre a fonte para o mapeamento dos alvos, é possível aplicar muitos outros filtros, como por exemplo os filtros de derivadas que realçam os comprimentos de onda menores e permitem mapear os contatos geológicos. Um tema muito usado é o da derivada vertical de primeira ou segunda ordem que mostra a variação em profundidade e permite ao intérprete traçar lineamentos de estruturas com base nas variações dos baixos e altos magnéticos. Aqui aplicamos a derivada vertical de primeira ordem sobre o dado de campo total e também no dado reduzido ao pólo para evidenciar os contatos geológicos das fontes. Vemos aqui também as mesmas tendências estruturais nos sentidos SO-NE, SE-NO e N-S (Figura 28).

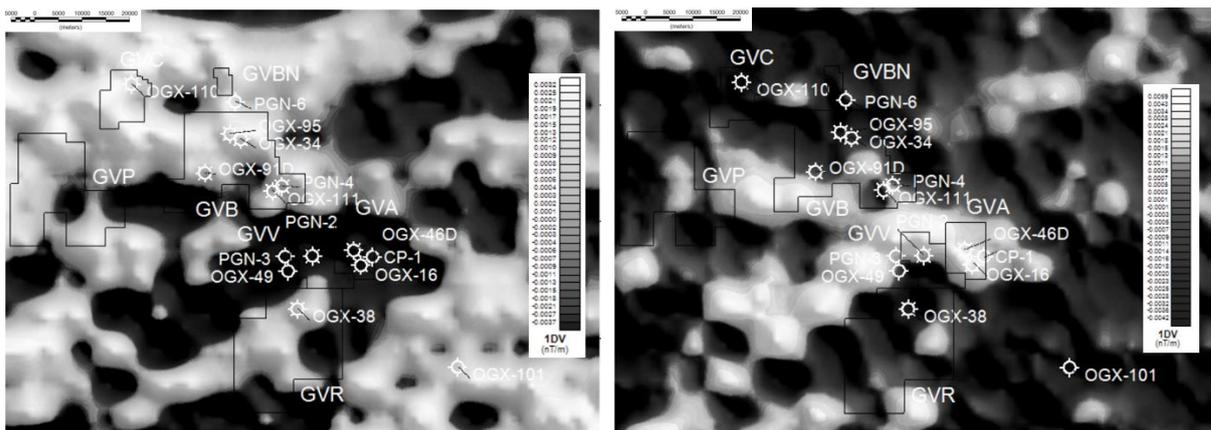


Figura 28 – Derivadas verticais à partir campo anômalo e do dado reduzido ao pólo respectivamente.

4.2.2 Interpretação 2D dos dados de Gravidade

Os dados gravimétricos também passaram por processo de filtragem, principalmente para realce de frequências mais altas, visto que a natureza desse dado é mais regional que o magnético e com filtros de passa-alta podemos enfatizar estruturas mais rasas a fim de termos uma melhor base para interpretação da informação mais superficial. Inicialmente, foi realizada uma análise espectral (Figura 29) para determinar uma frequência de corte (faixa verde). Em seguida utilizamos o filtro passa-alta, para gerar um grid somente com o resultado de frequências mais altas, ou seja, aquelas que representam fontes mais rasas (Figura 30).

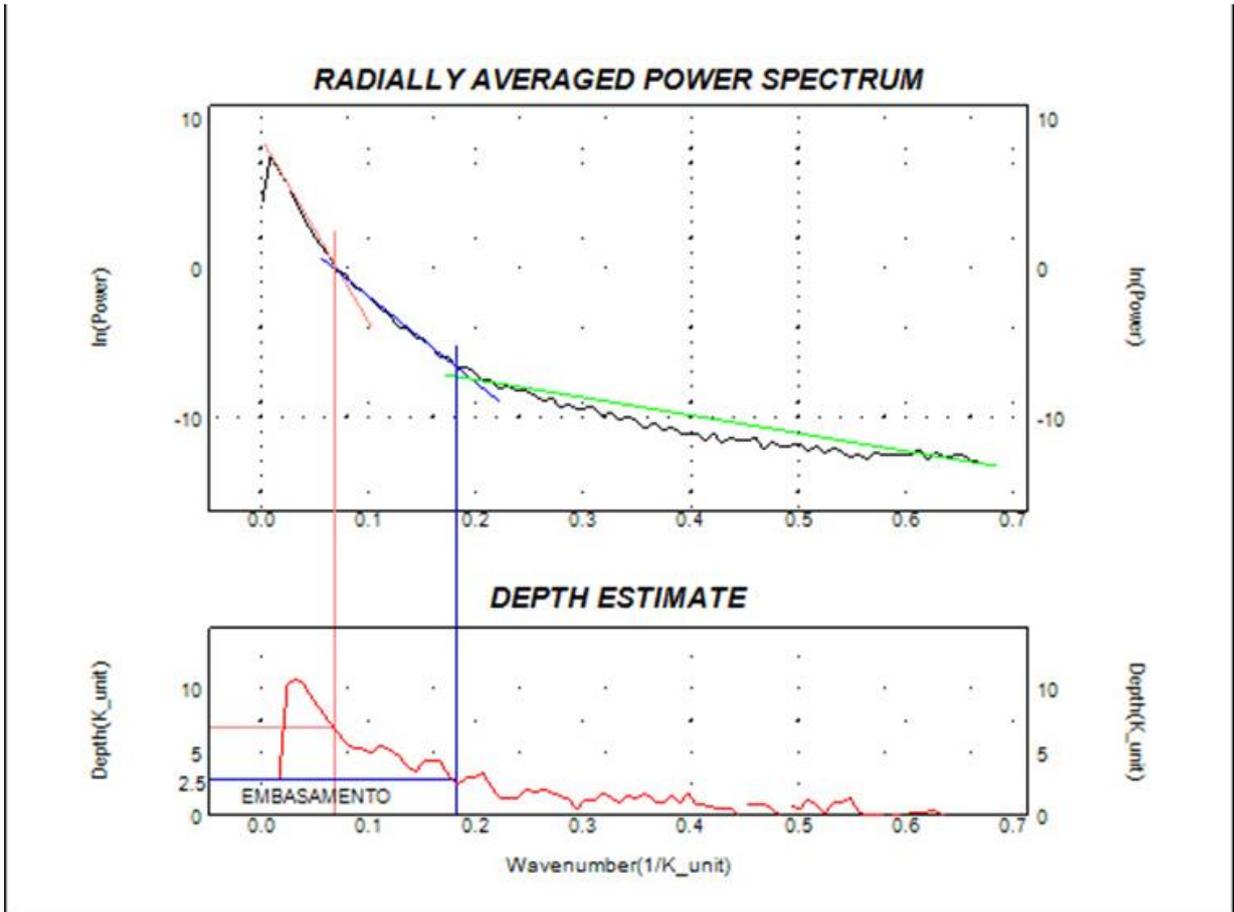


Figura 29 – Espectro de média radial da Anomalia Bouguer da Bacia do Parnaíba.

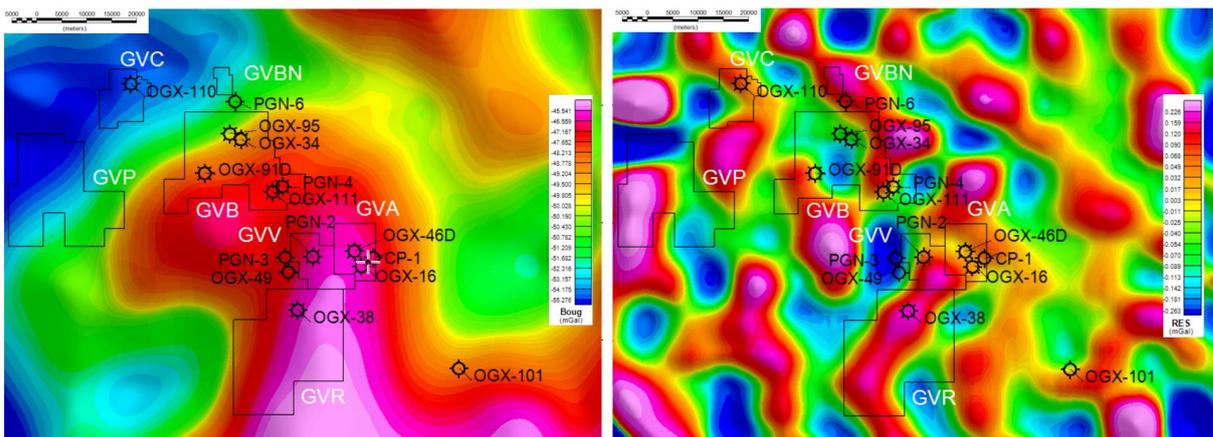


Figura 30 - Anomalia Bouguer Original e Anomalia Bouguer Residual (Filtrada) respectivamente.

Uma vez que agora temos o resultado da anomalia Bouguer filtrada somente com a componente de fontes mais rasas, aplicamos o filtro de primeira ordem da derivada vertical para evidenciar mais ainda os contatos geológicos (Figura 31).

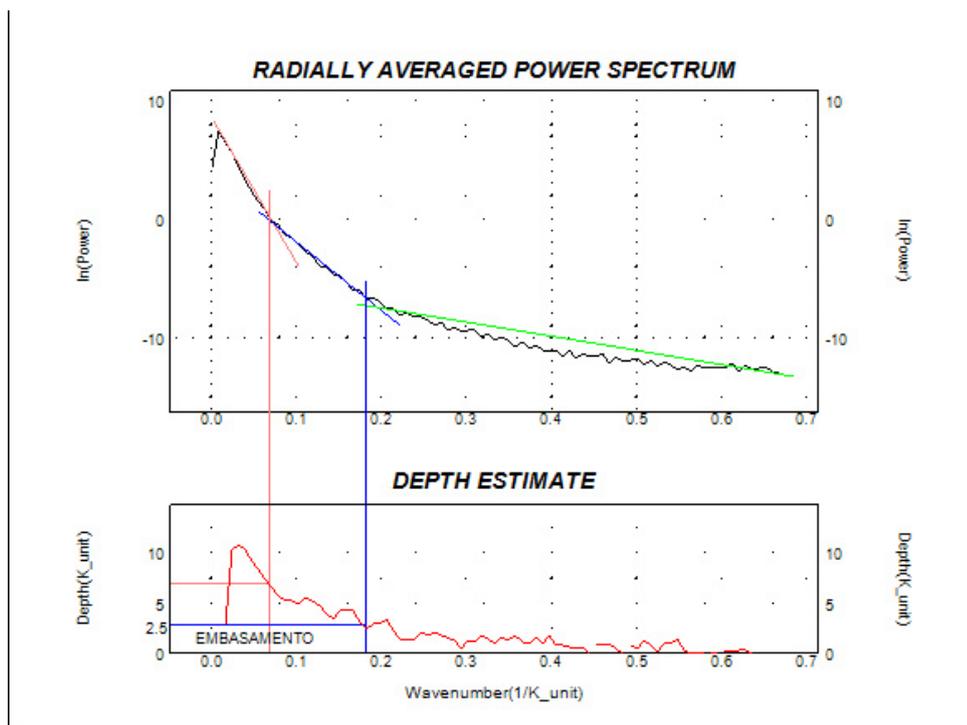


Figura 32 - Espectro de Média Radial da anomalia Bouguer. Faixa vermelha representa fontes profundas do embasamento; faixa azul representa fontes intermediárias; faixa verde, fontes mais rasas.

A inversão geofísica foi realizada com o VOXI Earth Modelling (Seequent Limited) e os dados de entrada utilizados foram o grid de Anomalia Bouguer e o grid de SRTM para representar a topografia da região (90m de resolução). O VOXI utiliza uma otimização de amostragem que ao menos vai usar 1 amostra por célula do modelo. O erro atribuído aos dados foi o Absoluto, que de forma prática, privilegia as anomalias de amplitude maiores. O erro mínimo usado no Voxi como padrão é de 5% do desvio padrão, que para esse dado foi de 0.1034 mGal.

Como o levantamento aerogravimétrico é regional, tendo separação de linhas de 6 quilômetros e altura de vôo média de 600 metros, utilizamos uma célula horizontal de 500m para a malha da inversão. Com esse valor, nos mantemos dentro da resolução limite inerente à configuração do aerolevante. Como regra para inversões de campo potencial, pode-se utilizar até metade da altura de vôo como resolução para o modelo. Abaixo vemos os parâmetros da malha do modelo (Figura 33), o resultado da inversão representado por um modelo de blocos de densidade em g/cm^3 (Figura 34) e o erro ou resíduo da inversão (Figura 35).

	X	Y	Z
○			
Cell sizes (m)	500	500	250
Dimensions (cells)	203	147	15
Minima (m)	516284.1	9443015.3	-6000.0
Maxima (m)	617412.8	9516451.9	235.4

Figura 33 – Parâmetros do modelo gravimétrico do embasamento. Extraído do VOXI.

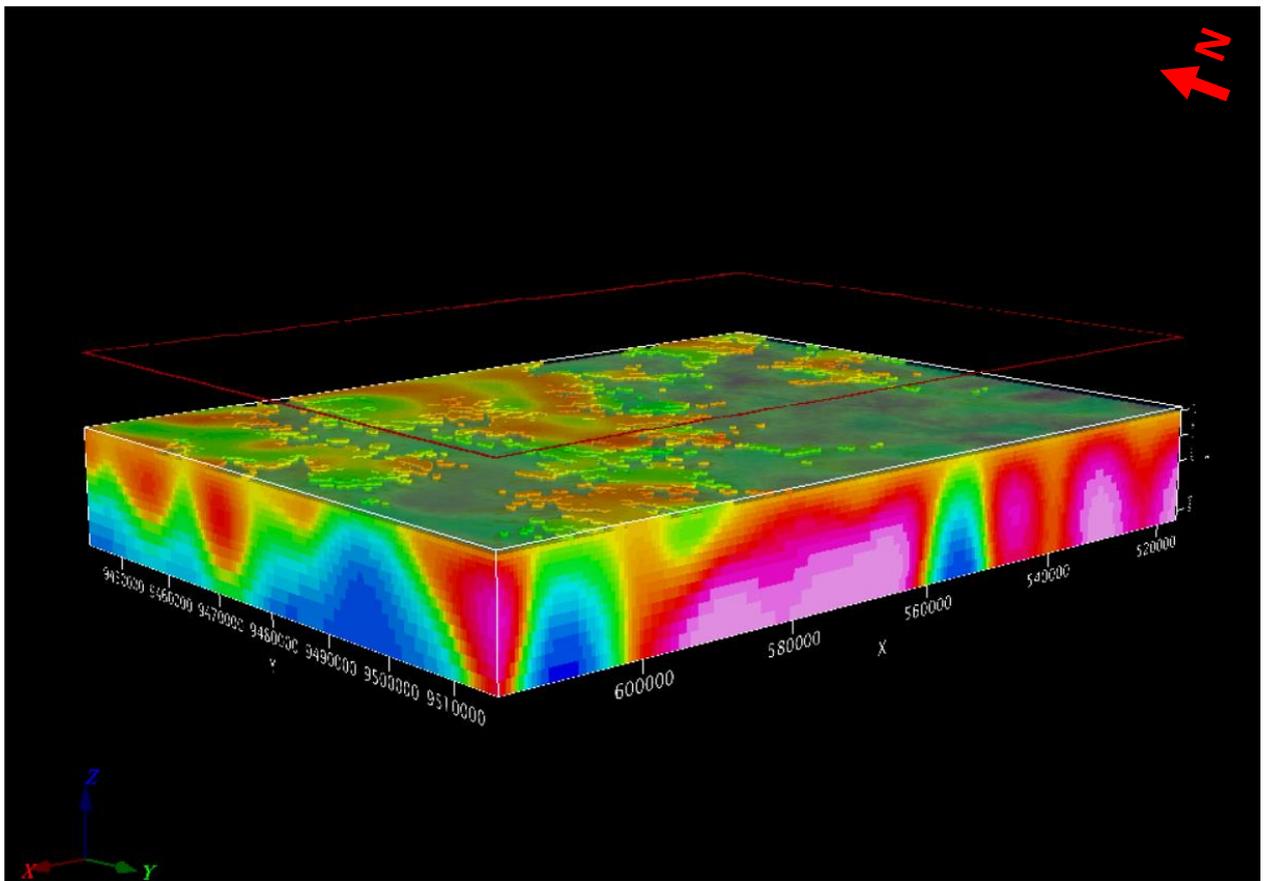


Figura 34 – Modelo de contraste de densidade em g/cm^3

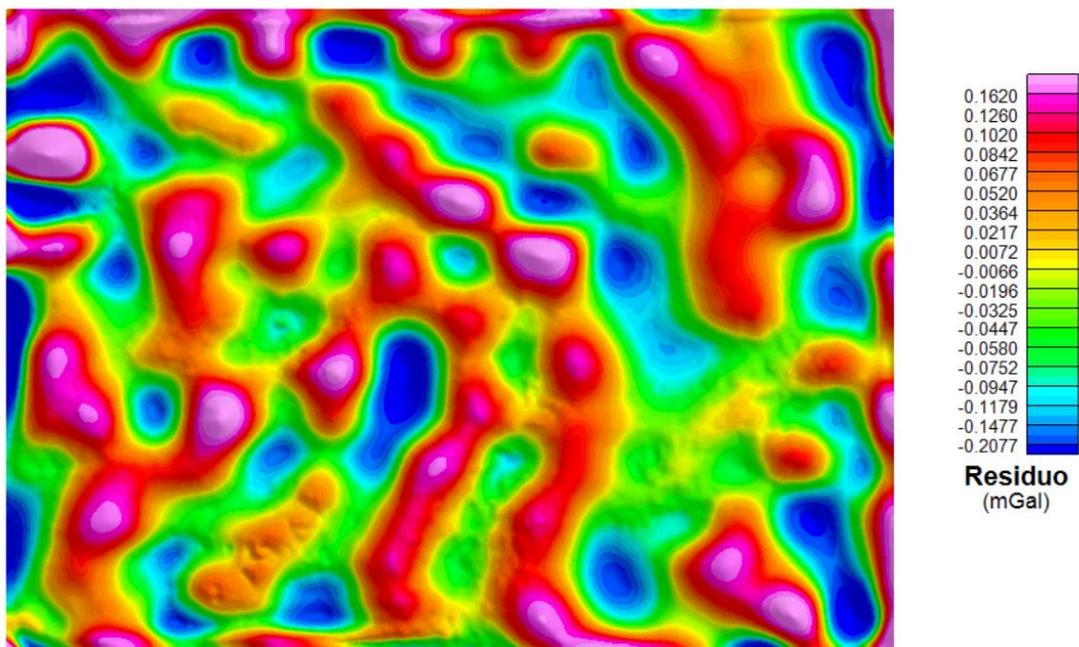


Figura 35 – Residuo da inversão gravimétrica para mapeamento do embasamento.

Aplicamos o mesmo fluxo acima aos dados **magnéticos**. Através de análise espectral (Spector & Grant 1970) e filtragem 2D, foi possível destacar as frequências relativas a estruturas mais profundas, nesse caso, do embasamento cristalino. Os dados do campo magnético anômalo foram utilizados como entrada para a filtragem passa-baixa no domínio do número de onda. Para a definição do valor de corte do filtro (Figura 36) usamos como referência o poço 2-CP-1, cuja perfuração alcançou as rochas do embasamento cristalino ao redor dos 3.300 metros de profundidade.

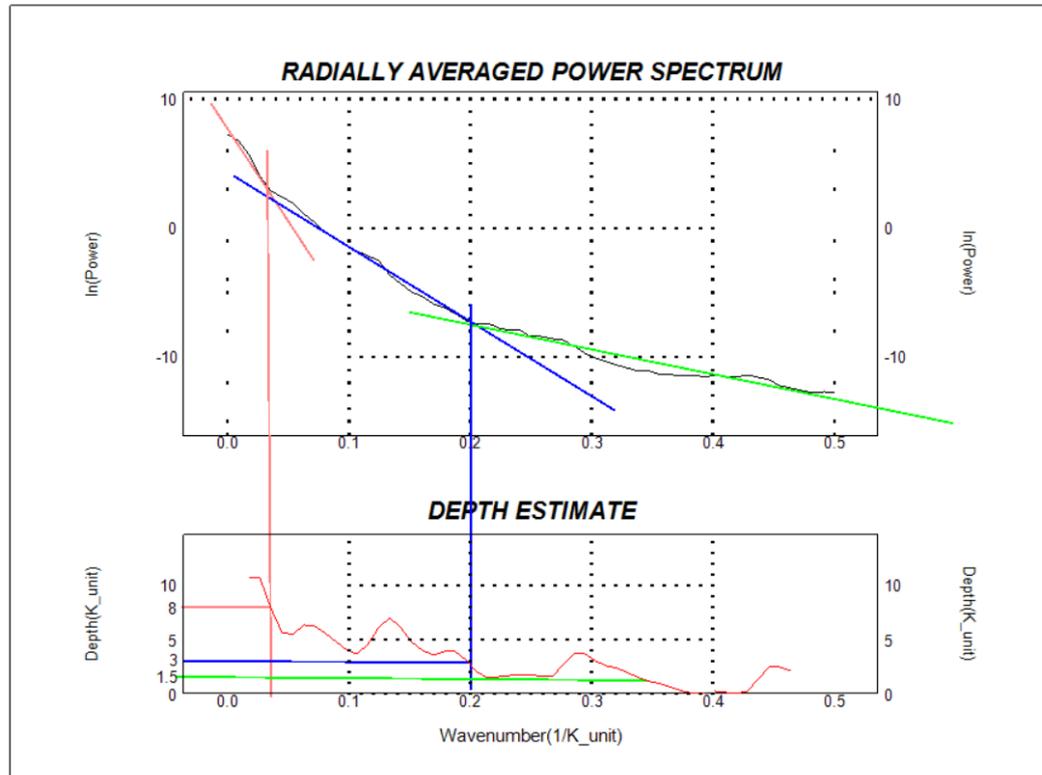


Figura 36 - Espectro de média radial do campo total magnético. Faixa vermelha representa fontes profundas do embasamento; faixa azul representa fontes intermediárias; faixa verde, fontes mais rasas.

Na sequência, a inversão geofísica foi então realizada com o VOXI Earth Modelling (Seequent Limited). Os dados de entrada utilizados foram o grid de campo magnético anômalo, filtrado com passa-baixa e o grid de SRTM (90m de resolução) para representar a topografia da região. O erro atribuído aos dados foi o Absoluto, que privilegia as anomalias de maior amplitude. O erro mínimo usado no Voxi como padrão é de 5% do desvio padrão, que para esse dado foi de 0.9102 nT.

Para a inversão magnética foi utilizado o método de inversão do Vetor de Magnetização a fim de considerar todos os efeitos sofridos pela rocha ao longo do tempo geológico. O valor de IGRF é essencial nessa análise, de forma que o algoritmo conheça o valor do campo induzido. Nesse caso a amplitude do campo magnético total na área é igual a 25857nT, inclinação de -8.5° e declinação de -21.1° .

Como o levantamento aeromagnético tem caráter regional, possuindo separação de linhas de 6 quilômetros e altura de vôo média de 600 metros, utilizamos uma célula horizontal para a modelagem de 500 metros, de forma a bem representar os comprimentos de onda presentes do dado. Abaixo vemos os parâmetros da malha do modelo (Figura 37), o resultado da inversão representado por um modelo de blocos

de susceptibilidade magnética em SI (Figura 38) e o erro ou resíduo da inversão (Figura 35).

	X	Y	Z
Cell sizes (m)	500	500	250
Dimensions (cells)	203	147	15
Minima (m)	516284.1	9443015.3	-6000.0
Maxima (m)	617412.8	9516451.9	235.4

Figura 37 - Parâmetros do modelo magnético do embasamento. Extraído do VOXI.

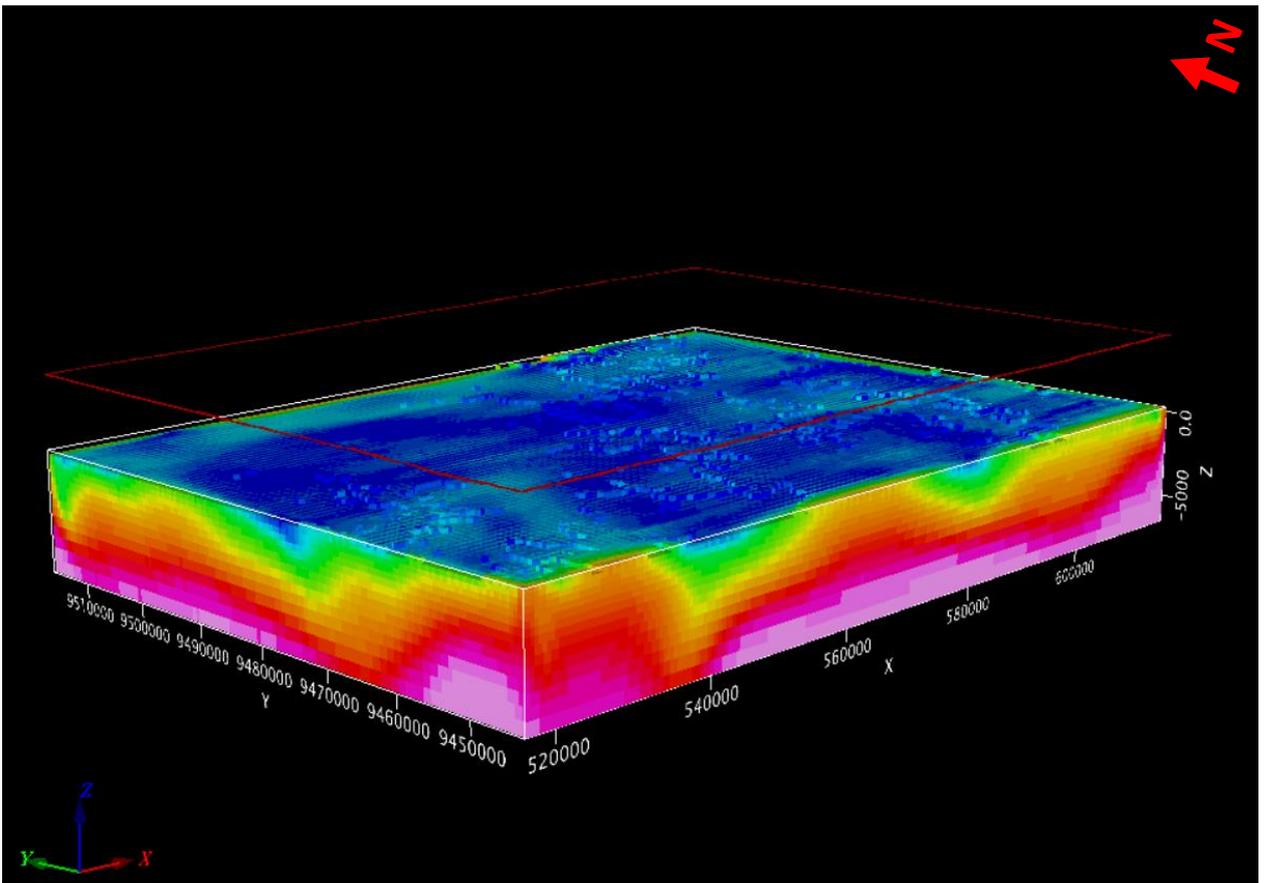


Figura 38 – Modelo de susceptibilidade magnética SI obtido a partir do campo magnético regional.

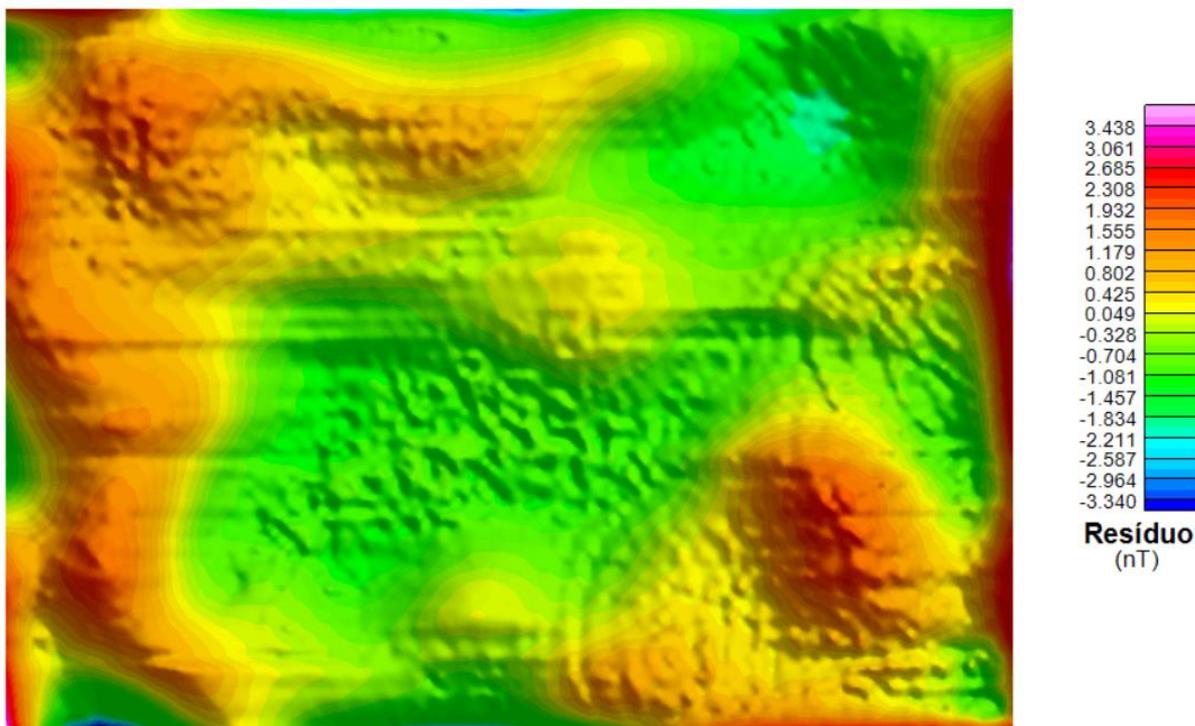


Figura 39 – Resíduo da modelagem dos dados magnéticos.

4.2.4 Inversão geofísica 3D para modelagem de intrusivas

Para o mapeamento das rochas intrusivas da área do Parque dos Gaviões, nos concentramos somente na inversão gravimétrica da anomalia Bouguer residual. Usamos a análise espectral e filtragem passa-alta, a fim de evidenciar somente as fontes mais rasas (frequências mais altas e comprimentos de ondas menores).

A **inversão gravimétrica** realizada com o VOXI Earth Modelling (Seequent Limited) teve como entrada o grid de Bouguer filtrado com passa-alta e o grid de SRTM (90m de resolução) para representar a topografia da região. O erro atribuído aos dados foi o Absoluto, que de forma prática privilegia as anomalias de maior amplitude. O erro mínimo usado no Voxi como padrão é de 5% do desvio padrão, que para esse dado foi de 0.007445 mGal.

Os parâmetros dessa inversão (Figura 40) são os mesmos do modelo realizado para embasamento, visto que a malha inicial é igual. Somente variam os dados de entrada, erro, ou outro parâmetro de conveniência para a modelagem. Nesse sentido foi gerado o modelo de densidades para análise de intrusivas (Figura 45).

○	X	Y	Z
Cell sizes (m)	500	500	250
Dimensions (cells)	203	147	15
Minima (m)	516284.1	9443015.3	-6000.0
Maxima (m)	617412.8	9516451.9	235.4

Figura 40 – Parâmetros do modelo gravimétrico para mapear intrusivas. Extraído do VOXI.

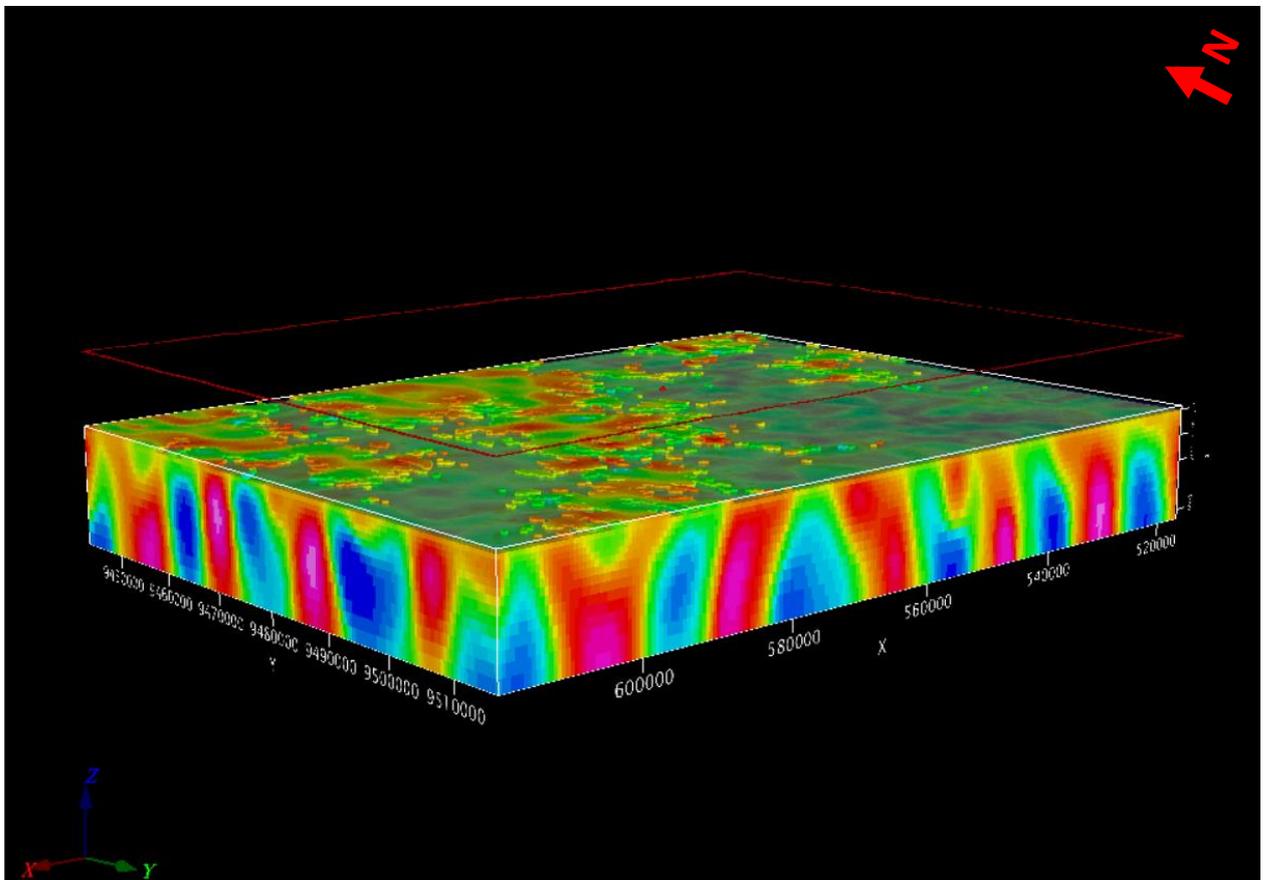


Figura 41 – Modelo de contraste de densidade gerado através da inversão da Anomalia Bouguer Residual.

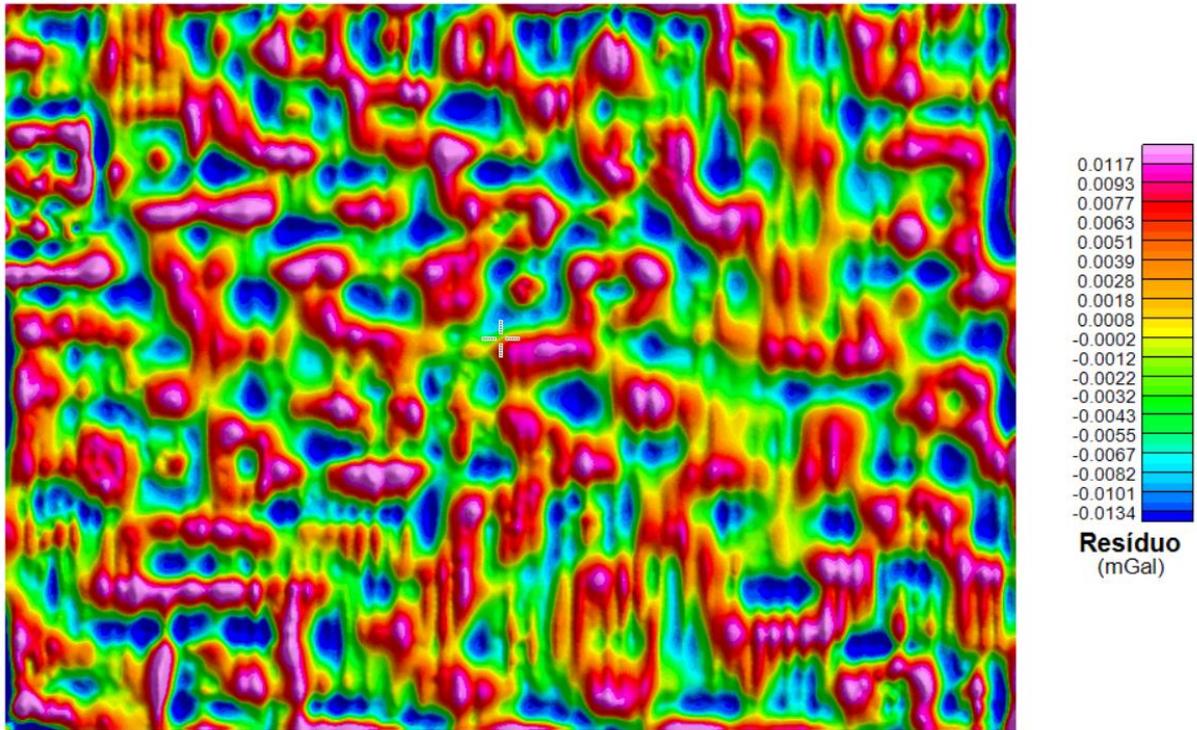


Figura 42 – Resíduo da modelagem dos dados gravimétricos residuais.

5. DISCUSSÕES

Nesse capítulo apresentaremos os resultados obtidos com cada metodologia, separadamente. Tanto na abordagem em 2D, com uso de diversos filtros geofísicos e matemáticos para aprimoramento e obtenção de conhecimento a partir dos dados, quanto através da modelagem e inversão geofísica, para geração dos modelos da subsuperfície em 3D, dedicadas ao estudo do embasamento e de intrusivas.

5.1 Mapeamento estrutural 2D

Para o mapeamento estrutural da região do Parque dos Gaviões foram utilizados os temas provenientes da filtragem 2D no domínio de Fourier. Para o caso magnético, o principal tema para a interpretação foi obtido à partir da derivada vertical de primeira ordem (Figura 43), aplicada ao dado de campo magnético reduzido ao pólo residual (filtro passa-alta). Esse tema é muito utilizado para realçar as altas frequências dos dados, que estão relacionadas a fontes mais rasas e superficiais.

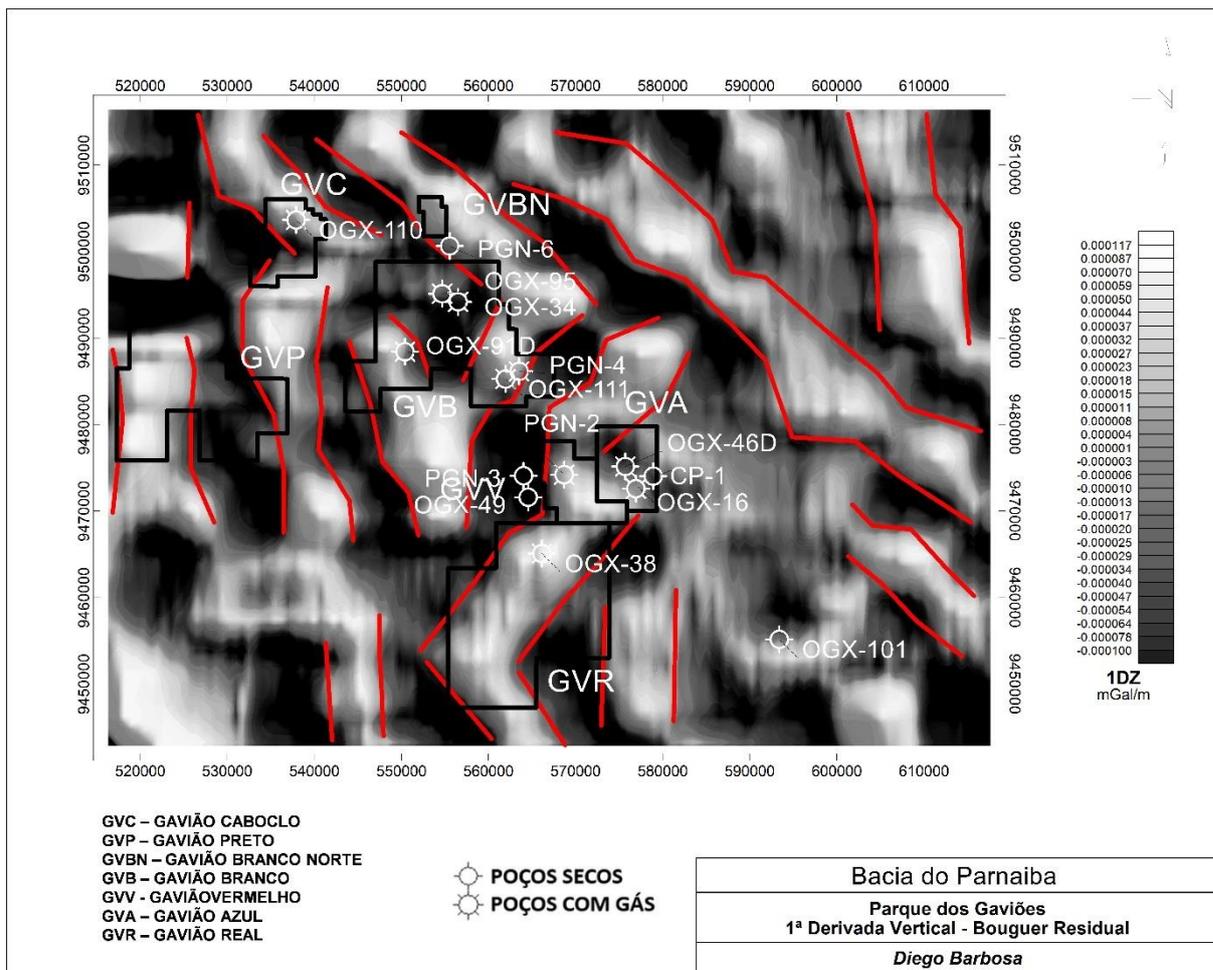


Figura 44 – Mapa de primeira derivada vertical (Dz) da anomalia Bouguer residual e principais direções estruturais interpretadas.

De forma muito clara verificamos, através do processamento de dados 2D, que as tendências estruturais provenientes, principalmente do dado gravimétrico, se correlacionam com as principais lineamentos da região: o Transbrasiliano que possui direção SW-NE; o Picos Santa-Inês com direção SE-NW; e o Tocantins-Araguaia com direção N-S (Figura 45).

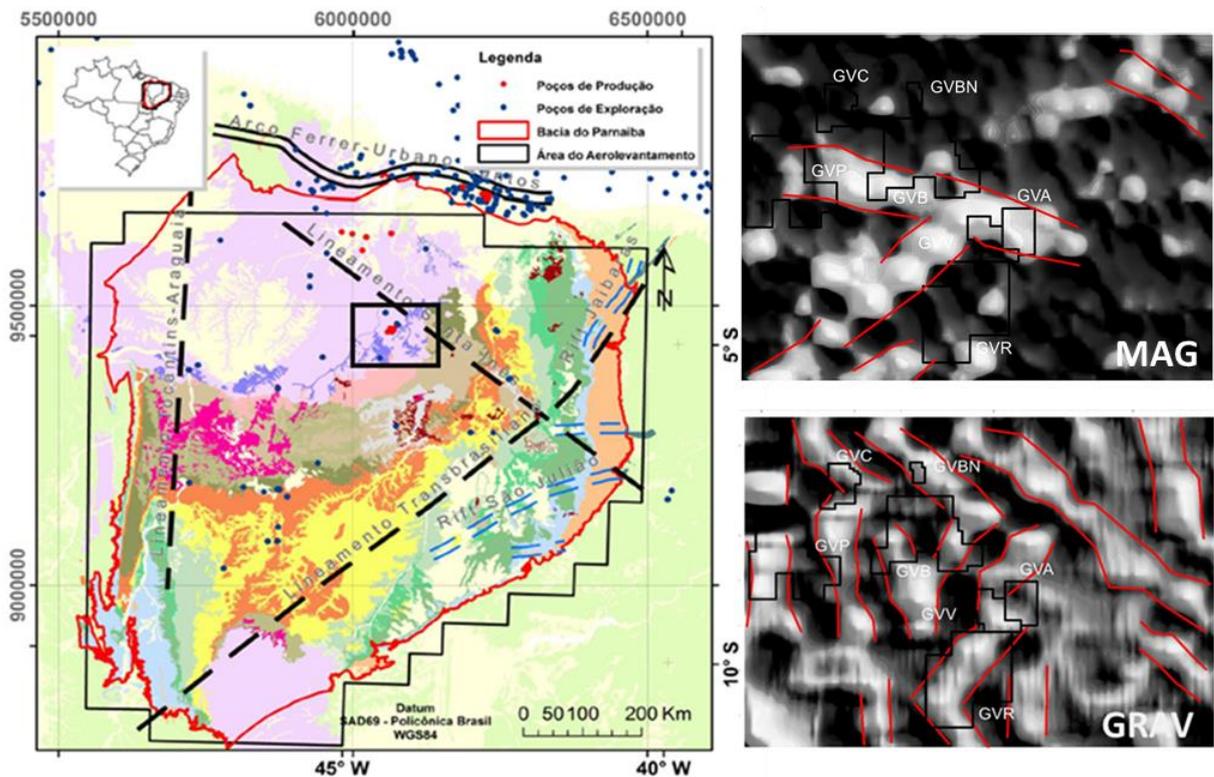


Figura 45 – Mapa com a direção dos principais lineamentos da bacia (à esquerda). À direita acima, o dado magnético interpretado e na direita abaixo, o dado gravimétrico, mostrando as mesmas direções estruturais.

Provavelmente esses lineamentos, vistos nos dados de campo potencial, são provenientes de estruturas geradas por reativação dos 3 lineamentos principais da área. Essa correlação comprova a importância do uso de dados magnéticos e gravimétricos para mapeamento regional e mostra a estruturação de possíveis falhas e/ou diques na região.

5.2 Modelagem do embasamento

Os modelos obtidos para análise do embasamento foram analisados separadamente. Em primeiro lugar, analisamos o modelo de susceptibilidade magnética obtido a partir da inversão do dado de campo total magnético, filtrado com passa-baixa. Esse modelo gerou valores que vão desde 0 até 0.0129 SI.

Para efeitos de interpretação, os valores do modelo foram filtrados para valores de susceptibilidade mais altos, de forma a refletir as rochas do embasamento 0.00015 – 0.006 SI, relacionados ao granito (Figura 46).

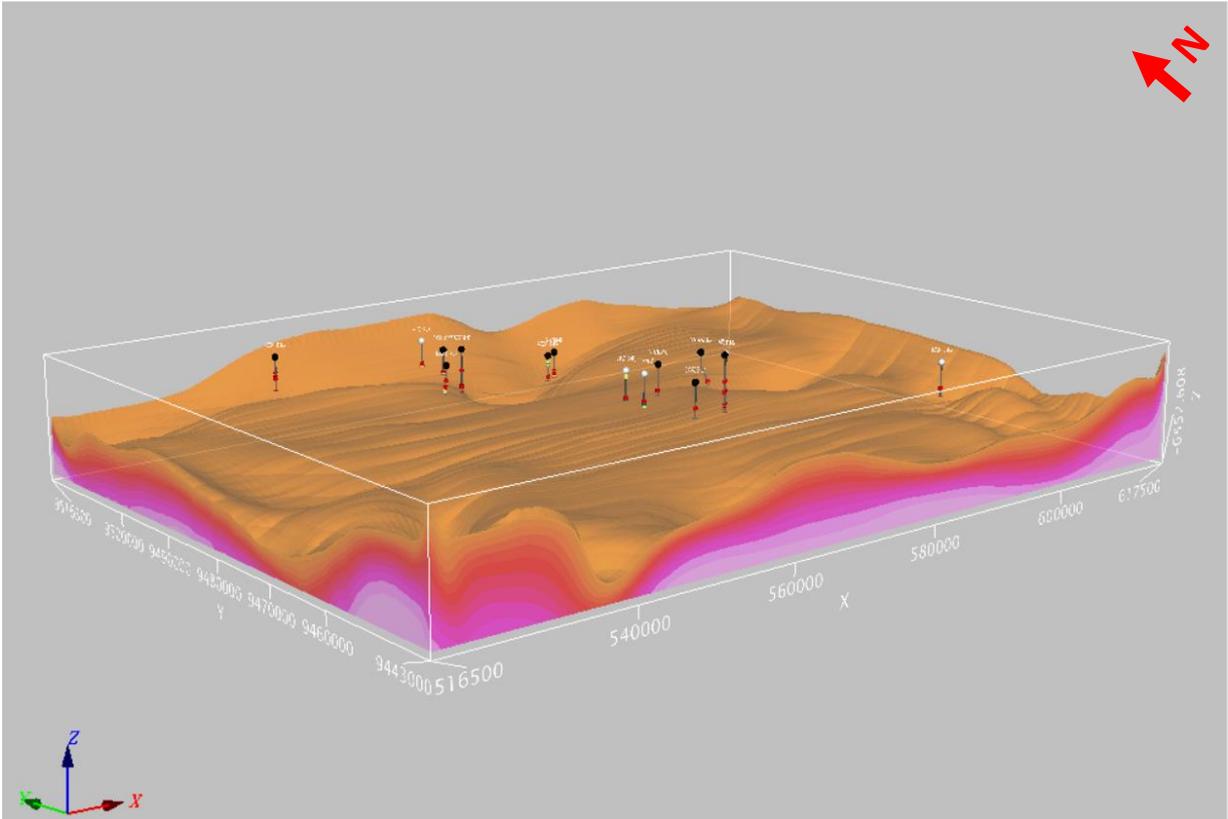


Figura 46 – Modelo de susceptibilidade magnética filtrado com valores de 0.00015 a 0.006 SI para revelar o comportamento do embasamento cristalino.

Esses valores de susceptibilidade mais elevados, foram limitados dessa forma, também para corroborarmos com as informações do poço 2-CP-1-MA, onde temos o valor da profundidade do embasamento a aproximadamente 3.535 metros (Figura 47).

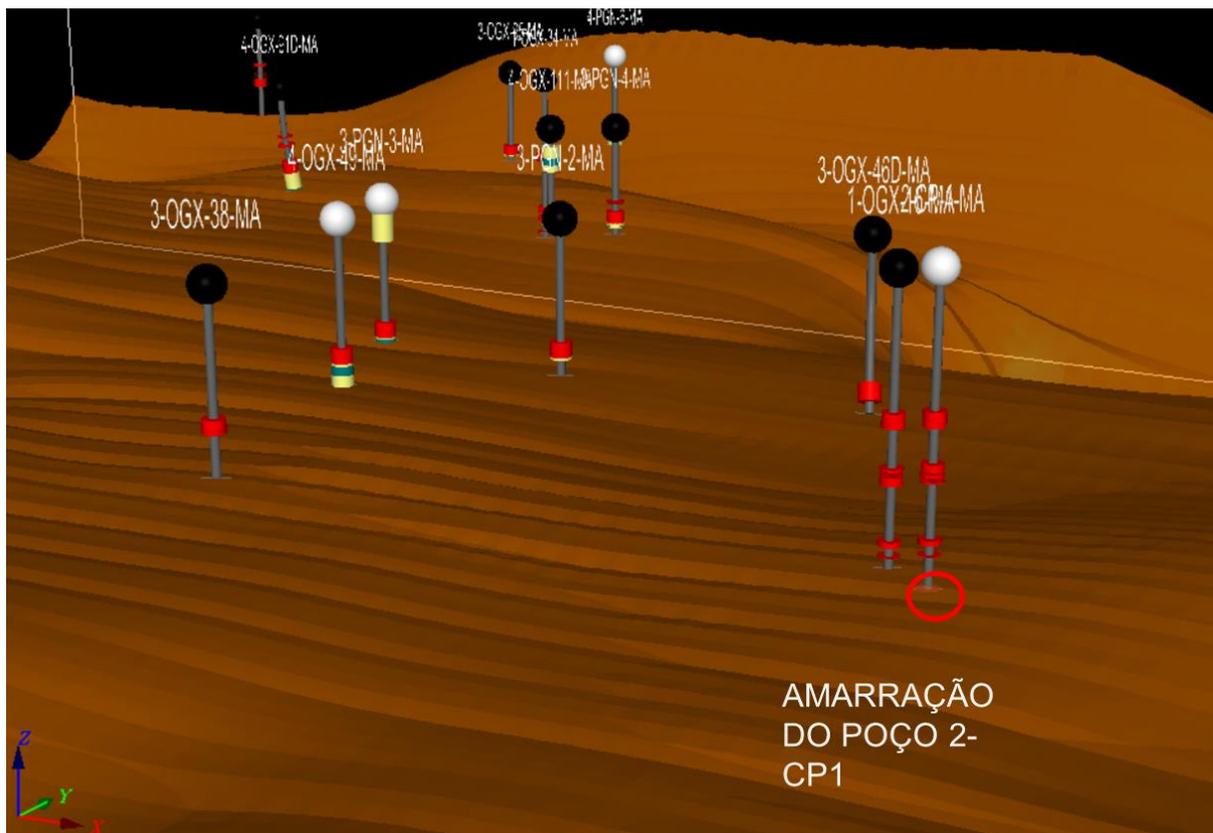


Figura 47 – Superfície do embasamento no ponto de correlação com o poço 2-CP-1-MA. Os demais poços perfurados na área não atingiram o embasamento.

A superfície do embasamento calculada ficou com valores de 2.525m nos pontos mais rasos; 3.840m em zonas intermediárias e 6.500m nas regiões mais profundas. Vale lembrar que existe um erro atrelado à modelagem, sendo os pontos de menor confiança do modelo, aqueles onde exatamente as profundidades são mais elevadas (Figura 39). Nesse caso certamente, esses valores devem ser desconsiderados e nos atemos as profundidades menores que confirmam o aspecto raso da Bacia.

O modelo de densidade (Figura 48) também foi utilizado para a abordagem em relação ao embasamento. Porém, ao filtrar os valores de densidade para enfatizar valores maiores ou iguais a 2.67 g/cm^3 (densidade do granito), percebemos que o comportamento não era função do embasamento, mas sim de outras estruturas intrusivas (como possíveis diques).

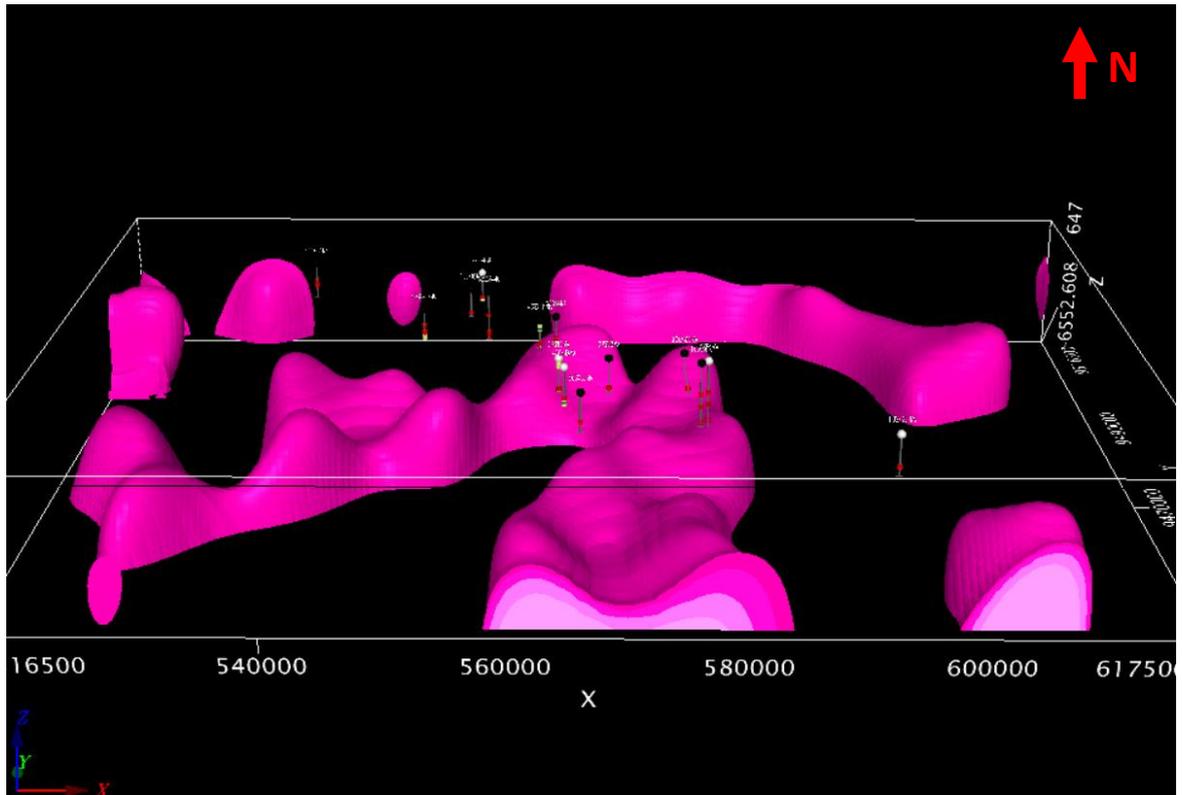


Figura 48 – Modelo de densidade 3D filtrado com valores iguais ou maiores que 2.67g/cm³.

5.3 Modelagem de intrusivas

No tópico anterior vimos que o modelo de densidade refletia muito mais as intrusivas da área do Parque dos Gaviões, do que a densidade do embasamento. Por isso, realizamos uma abordagem de inversão gravimétrica, a fim de se obter mais detalhes dessas estruturas em subsuperfície e, assim, correlacionarmos com as informações dos poços.

Nesse caso, utilizamos como entrada a anomalia gravimétrica residual para a inversão com VOXI e obtivemos o modelo apresentado na Figura 49, já filtrado com valores mais altos de densidade. Com isso destacamos as intrusivas da região (Figura 49).

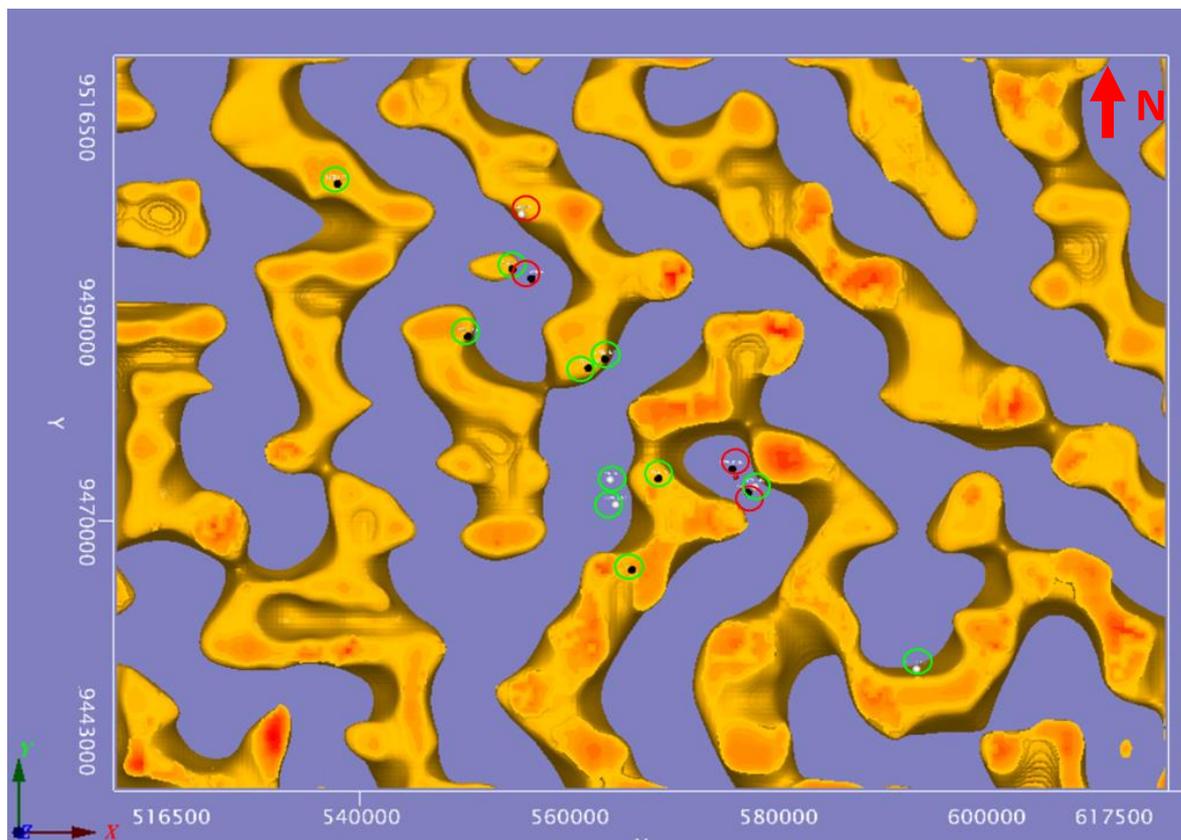


Figura 49 – Modelo de densidade residual 3D filtrado com valores iguais ou maiores que 2.67g/cm^3 .

A inversão dos dados residuais gravimétricos permitiu verificar que a maioria dos poços com presença de gás (pontos pretos na figura 49) estão nesses altos de densidade, que podem representar diques. Estruturas muito importantes dentro da bacia. Os círculos verdes mostram correlação positiva, ou seja, poços pretos com gás

nos altos de densidade, ou poços brancos sem gás, nos baixos valores de densidade do modelo. Os círculos vermelhos mostram quando não há correlação, ou seja, onde essa regra não se aplica. Em um total de 15 poços, 11 obtiveram correlação positiva (verde) enquanto que somente 4 obtiveram correlação negativa (vermelho), sugerindo a eficácia do fluxo de trabalho desenvolvido, mesmo considerando-se a baixa resolução dos dados aéreos. Além disso, ficou evidente os principais lineamentos da região: Transbrasiliano (SW-NE), Picos Santa-Inês (SE-NW) e Tocantins-Araguaia (N-S), mostrando que reativações associadas a esses grandes lineamentos regionais se replicam de forma fractal no interior da bacia, na escala dos campos de gás.

Um outro aspecto bem interessante quanto ao mapeamento das rochas intrusivas foi verificado com a integração entre os dados de poços e topografia. Através dos exemplos dos mapas das Figuras 50 e 51, vimos que normalmente os poços com presença de gás também estão em altos topográficos.

Todos os poços produtores 3-OGX-46D-MA, 3-PGN-4-MA, 4-OGX-91D-MA, 3-PGN-4-MA, 3-OGX-95-MA e 3-OGX-38-MA estão localizados em altos topográficos, enquanto que os poços secos ou secos com indícios 4-OGX-49-MA, 3-PGN-3-MA, 2-CP-1-MA e 1-OGX-101-MA estão localizados em baixos estruturais. Esta observação requer um maior estudo, pois não foi possível reconhecer, nesse trabalho, uma relação concreta entre os altos topográficos e a presença ou espessura das intrusões ígneas, já que o espaçamento entre as linhas de voo conferem um nível de recobrimento bastante regional. Com um levantamento menos espaçado será possível, provavelmente, gerar modelos mais precisos e realistas.

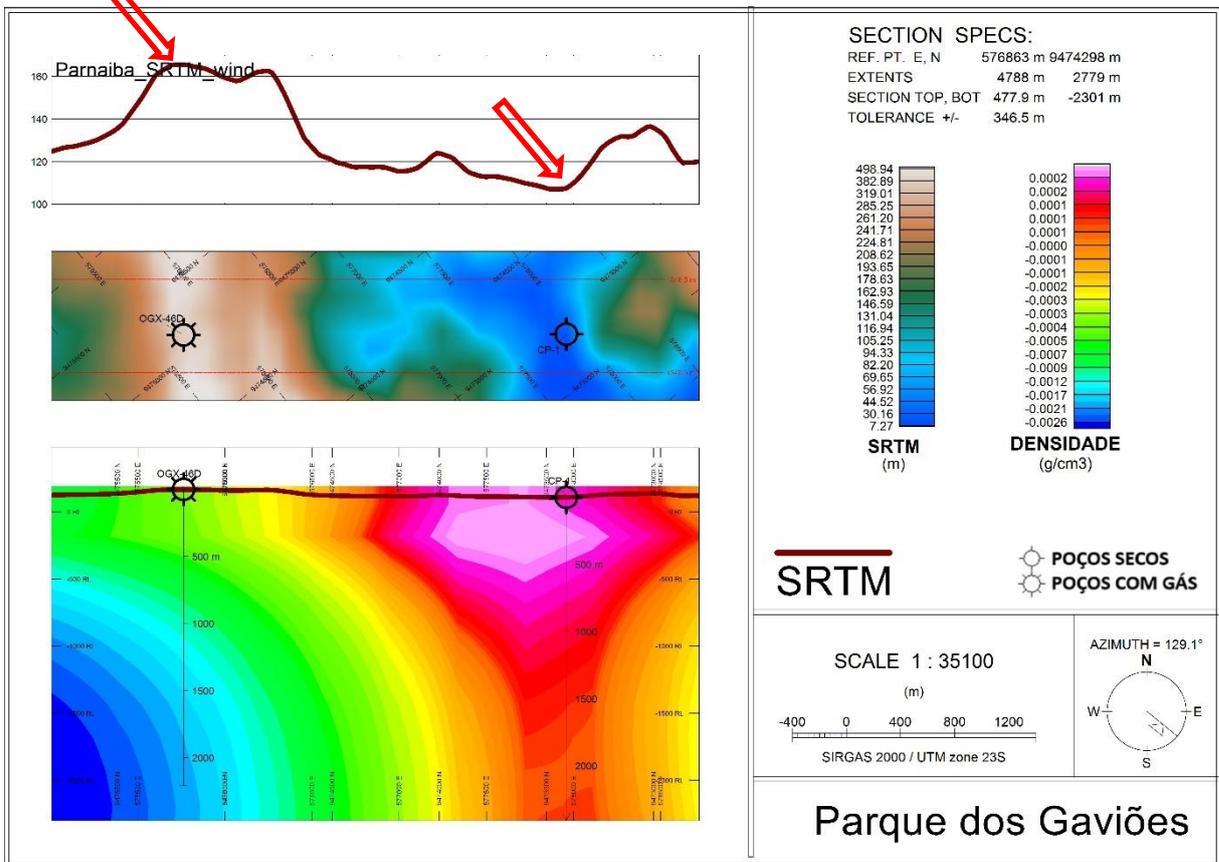


Figura 50 – Mapa com correlação dos altos topográficos e poços. A seção da parte inferior do mapa representa valores de densidade. Em vários pontos, os poços com gás ocorrem em altos topográficos.

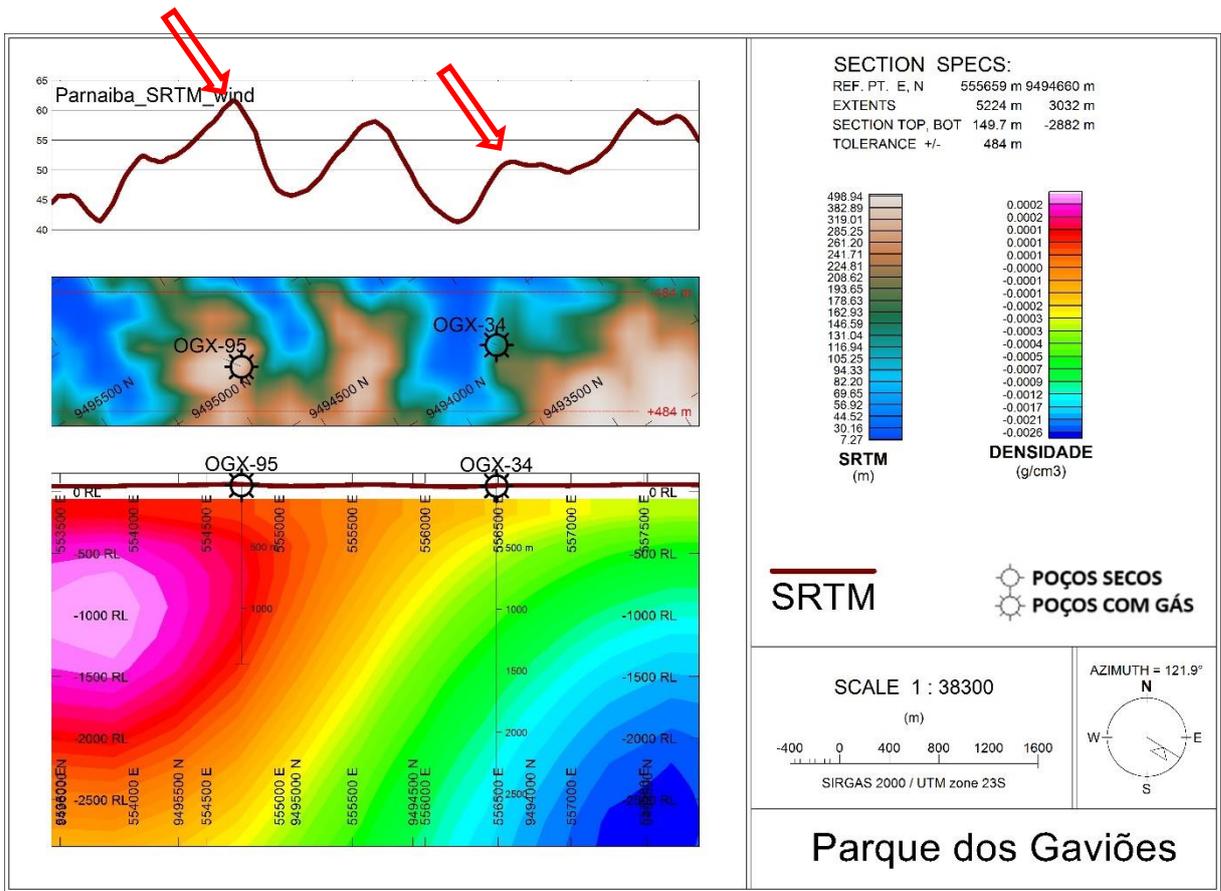


Figura 51 – Mapa com correlação dos altos topográficos e poços. A seção da parte inferior do mapa representa valores de densidade. Em vários pontos, os poços com gás ocorrem em altos topográficos.

6. CONCLUSÕES

Através do mapeamento 2D, com filtros no domínio de Fourier, foi possível evidenciar melhor as fontes geológicas superficiais e identificar as principais tendências estruturais da região do Parque dos Gaviões, as quais coincidem muito bem com os 3 lineamentos principais da bacia: Transbrasiliano (SW-NE), Picos Santa-Inês (SE-NW) e Tocantins-Araguaia (N-S). A trama estrutural regional da Bacia do Parnaíba, representada por direções relacionadas a esses 3 lineamentos, foi fielmente reconhecida pela interpretação realizada, através da modelagem magnética e gravimétrica 3D com VOXI.

Através de inversão dos dados aeromagnéticos regionais e da amarração com poços também foi possível reconhecer a morfologia do embasamento da área do Parque dos Gaviões.

A inversão 3D da gravimetria permitiu identificar, com maior precisão, estruturas de maior densidade que podem estar relacionadas a **intrusões ígneas** (diques).

Observamos que a maioria dos **altos** magnéticos e gravimétricos coincidem com poços não secos. Os poços secos na maioria se encontram em **baixos** magnéticos e gravimétricos, correspondentes aos baixos estruturais.

Foi verificado, através de integração de dados topográficos e de poços, que estes também se correlacionam, estando vários dos poços com gás nos altos topográficos e os poços secos nos baixos topográficos.

Por meio de uma abordagem com dados de campo potencial (magnéticos e gravimétricos) foi possível desenvolver uma metodologia para mapear regionalmente a estrutura da área, com vistas a se obter informações importantes para a interpretação geológica. Também foi possível desenvolver fluxos de trabalho para o mapeamento do embasamento da bacia e também de intrusões, importantes componentes do sistema petrolífero da bacia.

Objetivando aumentar a confiabilidade e a melhor distinção do que seriam os altos estruturais, seria importante realizar o mesmo fluxo com dados de maior resolução. Com dados de melhor resolução um trabalho de modelagem 2D também seria viável e poderíamos ser capazes de inferir elevações e mudanças de relevo das soleiras..

REFERÊNCIAS

- AGUIAR, G. A. Revisão geológica da bacia paleozoica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971. v. 3, p.113-122.
- AISENGART, T. 3D Inversion of Magnetic Data at Low Magnetic Latitudes. Thirteenth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro. 2013.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). Geologia do continente sulamericano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p.43-58.
- 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, 77–111.
- ALVARENGA, C.J.S., MOURA, C.A.V., GORAYEB, P.S.S., ABREU, F.A.M., 2000. Paraguay and Araguaia belts. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. 31st International Geological Congress, pp. 183–193.
- ASTER, RICHARD C.; BORCHERS, BRIAN; THURBER, CLIFFORD H. *Parameter estimation and inverse problems*. Elsevier, 2018.
- BAHIA, R.B.C. *et al.* 2006. Revisão Estratigráfica da Bacia dos Parecis – Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 4(36): 692-703.
- BARANOV V, NAUDY H (1957) Numerical calculation of the formula for reduction to the magnetic pole. *Geophysics* 22, 359-383.
- BLAKELY, RICHARD J. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge university press, 1996
- BELLIENI, G. *et al.* 1990. Low- and high TiO₂, Mesozoic tholeiitic magmatism of the Maranhão basin (NE-brazil) - K - Ar age, geochemistry, petrology, isotope characteristics and relationships with Mesozoic low- and high TiO₂ flood basalts of the Paraná Basin (SE-Brazil). *Neues Jahrbuch Mineralogischer Abhandlungen*, 162:1-33.
- BLAKELY, RICHARD J. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge university press, 1996
- BUENO, G.V., Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico, *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 203-229, maio/nov, 2004.
- BULLARD, E., EVERETT, J.E., SMITH, A.G., 1965. The fit of the continents around the Atlantic: Symposium on Continental Drift. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* 258, 41–51.

CALONIO, LIDIA W. Influência de pirita e argilominerais nos cálculos de saturação da Fm. Poti, Bacia do Parnaíba: um estudo de caso no poço 3-PGN-5-MA. 2020

CAPUTO, M. V. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil. 1984. 586 p. Thesis (Doctorate) - University of Califórnia, Santa Bárbara, 1984.

CAPUTO, MÁRIO VICENTE; IANNUZZI, R.; FONSECA, Vera Maria Medina. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Parnaíba. Phoenix, v. 81, p. 1-6, 2005.

CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). Geologia do continente sulamericano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p.43-58.

CAROZZI, A. V.; FALKENHEIN, F. M.; CARNEIRO, R. G.; ESTEVES, F. R.; CONTREIRAS, C. J. Análise ambiental e evolução tectônica e sedimentar da seção siluro-eocarbonática da Bacia do Maranhão. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. CENPES. SINTEP, 1975. 48 p. (Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração de Petróleo, 2).

CORDANI, U.G., TEIXEIRA, W., D'AGRELLA, M.S., TRINDADE, R.I., 2009b. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Res.* 15 (3–4), 396–407.

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, Seção Exploração do Petróleo*, v.15, p.20-27.

COURTILLOT, V.; JAUPART, C.; MANINCHETTI, I.; TAPPONIER, P. K.; BESSE, J. 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v. 166, 177-195p.

CUNHA, F.M.B. 1986. Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. 107 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

CUNHA, P.R.C. *et al.* Parnaíba Basin The Awakening of a Giant. In: 11th Simposio Bolivariano Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas, 2012, Cartagena de Indias. Extended abstract. Cartagena de Indias: Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, 2012.

DAVID J. ISLES & LEIGH R. RANKIN. 2018 Geological Interpretation of Aeromagnetic Data.

DE CASTRO D.L., FUCK R.A., PHILLIPS J.D., VIDOTTI R.M., BEZERRA F.H.R. & DANTAS E.L. 2013. Crustal Structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by Airborne Gravity and Magnetic Data, Brazil. *Tectonophysics*, 614: 128–145.

DE CASTRO DL, BEZERRA FHR, FUCK RA & VIDOTTI RM. 2016. Geophysical evidence of pre-sag rifting and post-rifting fault reactivation in the Parnaíba basin, Brazil. *Solid Earth*, 7: 529–548.

ELLIS, ROBERT G., WET, BARRY DE & MACLEOD, IAN N. 2012. Inversion of Magnetic Data from Remanent and Induced Sources, s.1.: ASEG Extended Abstracts 2012.1, 2012.

ENGL, H. W., HANKE, M. & NEUBAUER, A., 1996, *Regularization of Inverse Problems: Mathematics and its Applications*, Kluwer.

FERNANDES, R.F. 2011, *Estudo da evolução termomecânica da Bacia do Parnaíba/ Regina Freitas Fernandes*. – Rio de Janeiro:UFRJ/COPPE, 2011.

FODOR, R. V. *et al.* Petrology, isotope characteristics, and K-Ag ages of the Maranhão, northern Brasil, Mesozoic basalt province. *Contributions to mineralogy and petrology*, v. 104, p. 555-567, 1990.

FORTES, F.P. 1978. Geologia Estrutural e Tectônica da Bacia Sedimentar do Meio Norte do Brasil (Uma síntese com implicações metalogenéticas). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife, Anais..., Recife. SBG., v.1, p. 321-336.

FUCK, R.A., BRITO NEVES, B.B., SCHOBENHAUS, C., 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Res.* 160, 108-126.

GALERNE, C., GALLAND, O., NEUMANN, E.R. & PLANKE, S. 2011. 3D relationships between sills and their feeders: evidence from the Golden Valley Sill Complex (Karoo Basin) and experimental modelling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 202, 189–199,

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 57-68, jan./mar. 1994.

GÓES A.M.O., SOUZA, J.M.P., TEIXEIRA, L.B. 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Bol. Geociências da Petrobras*, 4(1), 55-64.

GÓES, A. M. 1995. A Formação Poti (carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 172p

GONZAGA & GONÇALVES (1998) por DPC & Assoc. (2000) *in* Sumário Geológico, ANP (2019), R15.

HANSEN, PER CHRISTIAN; O'LEARY, DIANNE PROST. The use of the L-curve in the regularization of discrete ill-posed problems. *SIAM journal on scientific computing*, v. 14, n. 6, p. 1487-1503, 1993.

HANSEN, R. O., AND PAWLOWSKI, R.S., 1989, Reduction to the pole at low latitudes by Wiener filtering: *Geophysics*, 54, 1607-1613.

HERZ, N., HASUI, Y., SENA COSTA, J. B., MATTA, M. A. DA S. (1989). The Araguaia Fold Belt, Brazil: Reactivated Brasiliano-Pan-African Cycle (550 Ma) Geosuture. *Precambrian Research*. 42, 371-386.

HINZE, W. J.; VON FRESE, R. R. SAAD, A. H. (2013) Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications, Cambridge University Press.

KLEIN, E.L., KOPPE, J.C., MOURA, C.A.V., 2002. Geology and geochemistry of the Caxias gold deposit, and geochronology of the gold-hosting Caxias Microtonalite, São Luís Craton, northern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 14, 837–849.

LI, YAOGUO; OLDENBURG, DOUGLAS W. 3-D inversion of magnetic data. *Geophysics*, v. 61, n. 2, p. 394-408, 1996.

MACLEOD IAN N.; VIEIRA S.; CRISTINA ANA C., 1993. Analytic Signal and Reduction-to-the-Pole in the Interpretation of Total Magnetic Field Data at Low Magnetic Latitudes. European Association of Geoscientists & Engineers.

MAUS, S. AND DIMRI, V. (1996) Depth estimation from the scaling power spectrum of potential fields?, *Geophysical Journal International*, 124(1):113–120.

MENDES, M.S. 2007. Análise estratigráfica do intervalo formacional Grajaú–Codó (Aptiano) da bacia do Parnaíba, NE do Brasil. Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

MENDONÇA, C. A., AND SILVA, B. C., 1993, A stable truncated series approximation of the reduction-to-the-pole operator: *Geophysics* 37. 507-517.

MENDONÇA, C. A.; SILVA, J. B. C., 1992. Reduction to the pole at low magnetic latitude using a stabilized filter. *SEG Expanded Abstracts* 11, 540-543.

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*. Rio de Janeiro, 31st. IGC, 389-449.

MIRANDA, FREDERICO S. et al. Atypical igneous-sedimentary petroleum systems of the Parnaíba Basin, Brazil: seismic, well logs and cores. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 472, n. 1, p. 341-360, 2018.

MORAIS NETO J.M, TROSDTORF J.I, SANTOS S.F, VASCONCELOS C.S, MENEZES J.R.C, RIBAS M.P, IWATA S.A, 2013. Expressão Sísmica das reativações Tectônicas do Lineamento Transbrasiliano na Bacia do Parnaíba. XIV Snet – Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Cuiabá, Mato Grosso.

NABIGHIAN, M.N. (1972), 'The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation', *Geophysics* 37, 507-517.

NABIGHIAN, M.N. (1974), 'Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section', *Geophysics* 39, 85-92.

NEUMANN E.R., PLANKE S., SØRENSEN A.M., 2003. Emplacement mechanisms and magma flows in sheet intrusions in sedimentary basins. In: *Sill Emplacement-NFR Application*, Oslo. VBPR Report, p. 1-10.

NUNES, K.C., 1993. Interpretação integrada da Bacia do Parnaíba com ênfase nos dados aeromagnéticos. 3rd International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Expanded Abstracts, pp. 152–157.

OLIVEIRA, B.R.; CORVAL, A.; VALENTE, S.C.; SILVA, C.O.; BAUERFELDT, G.F. & ANDRADE, R.R. 2012. Princípios termodinâmicos e sua aplicabilidade preliminar no estudo térmico em sistemas petrolíferos atípicos na bacia do solimões. In: 46° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2012, Santos. Boletim de Resumos do 46° Congresso Brasileiro de Geologia. Santos: SBG-SP, 2012.

PEREIRA, J. G., ANDO, J.L., BARBOSA, R. D., AISENGART, T., PARDAL, M., RECH, M. Inversão Do Vetor De Magnetização, Com E Sem O Uso De Vínculo Geológico, Nas Regiões De Araxá E Tapira, Minas Gerais – Brasil. 14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, August 3-6, 2015.

PINHEIRO, B. L. S., MOURA, C. A. V., GORAYEB, P. S. S., 2011. Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(2): 304-318.

RODRIGUES, R. A Geoquímica Orgânica Na Bacia Do Parnaíba. 1995. 226 p. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1995.

ROSSETI, D. F., GÓES, A.M., TRUCKENBRODT, W. 2001. O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú. Belém-PA, Museu Paraense Emílio Goeldi, 264p

SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., GAUDETTE, H.E., GROVES, D.I., MCNAUGHTON, N.J., FLETCHER, I.R., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Res.* 3 (4), 453–488.

SANTOS, M. E. C. M.; Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís / Maria Eugênia de Carvalho Marchesini Santos [e] Marise Sardenberg Salgado de Carvalho. – Rio de Janeiro: CPRM Serviço Geológico do Brasil – DGM/DIPALE - 2009.215 p.

SILVA, J. B., 1986. Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude anomalies. *Geophysics* 51, 369-382.

SILVA, A. G. Petrogênese De Toleítos De Alto-Ti E Baixo-Ti Da Porção Oriental Da Bacia Do Parnaíba, Nordeste Do Brasil. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2016.

SPECTOR, A. E GRANT, F. (1970) Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, 35(2):293–302.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERRIFF, R.E.; KEYS, D.A. *Applied Geophysics*, Cambridge University Press. 1990.

THOMAZ FILHO, A., MIZUSAKI, A. M. P., ANTONIOLI, L., “Magmatismo nas Bacias Sedimentares e sua Influência na Geologia do Petróleo” , *Revista Brasileira de Geociências*, v.38, n.15, pp. 128-137, junho, 2008.

TOMO I: Área Parnaíba, Volume I - Aerolevanteamento Gravimétrico e Magnético 2006.

TROMPETTE, R., 1994. *Geology of Western Gondwana*. A.A. Balkema, Rotterdam 350.

USSAMI, N., MOLINA, E.C., 1999. Flexural modeling of the Neoproterozoic Araguaia belt, central Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 12, 87–98.

USSAMI, N., MOLINA, E.C., 1999. Flexural modeling of the Neoproterozoic Araguaia belt, central Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 12, 87–98.

VASCONCELOS, A.M., RIBEIRO, J.A.P., COLARES, J.Q.S., GOMES, I.P., FORGIARINI, L.L., MEDEIROS, M.F., 2004. Folha Teresina SB.23. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. (Eds.), *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. CPRM, Brasília (CD-ROM).

VASQUEZ, M.L., MACAMBIRA, M.J.B., ARMASTRONG, R., 2008. Zircon geochronology of granitoids from western Bacajá domain, southeastern Amazonia Craton, Brazil: Neoarchean to Orosirian evolution. *Precambrian Res.* 161, 297–302.

VAZ, P.T., REZENDE, N.G.A.M., WANDERLEY FILHO, J.R., TRAVASSOS, W.A. 2007. Bacia do Parnaíba. In: Milani, E.J., Rangel, H.D., Bueno, G.V., Stiva, J.M., Winter, W.R., Caixeta, J.M., Pessoa Neto, O.C. (eds.) *Bacias sedimentares brasileiras – cartas estratigráficas*. *Boletim Geociências da Petrobrás*, 15, 253-263.

VETORAZZI, A.L.S. 2012. *Caracterização Geológica dos Arenitos da Formação Cabeças (Devoniano) Na Borda Leste da Bacia do Parnaíba*. Dissertação de Mestrado UFRJ/Igeo.

WANDERLEY FILHO J.R., TRAVASSOS W.A.S., ALVES D.B. O Diabasio nas Bacias Paleozoicas Amazonicas - Heroi ou Vilao?. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.14, n. 1, p. 177-184. 2006.

ZALÁN, P. V. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 595-612.