Guilherme Henrique Lenz

MODELAGEM E INVERSÃO GRAVIMÉTRICA NO ESTUDO DA GEOMETRIA DO EMBASAMENTO DO GRÁBEN DE CASA DE PEDRA, BACIA DE VOLTA REDONDA - RJ

Brasil

2020

Guilherme Henrique Lenz

MODELAGEM E INVERSÃO GRAVIMÉTRICA NO ESTUDO DA GEOMETRIA DO EMBASAMENTO DO GRÁBEN DE CASA DE PEDRA, BACIA DE VOLTA REDONDA - RJ

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra do Instituto de Geociências da Universidade Federal Fluminense, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências.

Universidade Federal Fluminense – UFF

Instituto de Geociências – IGEO

Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Ocenanos e da Terra – DOT

Orientador: Marco Antonio Cetale Santos

Coorientador: Antonio Fernando Menezes Freire

Brasil

2020

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

L575m Lenz, Guilherme Henrique
Modelagem e inversão gravimétrica no estudo da geometria do embasamento do Gráben de Casa de Pedra, Bacia de Volta Redonda - RJ / Guilherme Henrique Lenz ; Marco Antonio Cetale Santos, orientador ; Antonio Fernando Menezes Freire, coorientador. Niterói, 2020.
68 p. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2020.

DOI: http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT .2020.m.01666774006

1. Gravimetria. 2. Bacia de Volta Redonda. 3. Gráben de Casa de Pedra. 4. Produção intelectual. I. Santos, Marco Antonio Cetale, orientador. II. Freire, Antonio Fernando Menezes, coorientador. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDD -

Bibliotecário responsável: Sandra Lopes Coelho - CRB7/3389

Guilherme Henrique Lenz

MODELAGEM E INVERSÃO GRAVIMÉTRICA NO ESTUDO DA GEOMETRIA DO EMBASAMENTO DO GRÁBEN DE CASA DE PEDRA, BACIA DE VOLTA REDONDA - RJ

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra do Instituto de Geociências da Universidade Federal Fluminense, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências.

Trabalho aprovado. Brasil, 29 de junho de 2020:

Prof. Marco Antonio Cetale Santos
GISIS - DOT - UFF
Orientador

Prof. Antonio Fernando Menezes Freire
GISIS - DOT - UFF
Coorientador

Prof. André Luiz Ferrari
LAGEMAR - DOT - UFF
Convidado

Prof. Rodrigo Bijani Santos
GIECAR - DOT - UFF
Convidado

Dra. Aline Theophilo Silva
CENPES - PETROBRAS
Convidado

Agradecimentos

A Universidade Federal Fluminense (UFF), ao Programa de Pós-Graduação de Dinâmica dos Oceanos e da Terra (DOT) e ao Grupo de Imageamento e Inversão Sísmica (GISIS), pela infraestrutura, excelentes professores e colegas.

A Fundação Euclides da Cunha (FEC), pelo financiamento desta pesquisa.

A Petrobras, através da Dra. Aline Theophilo Silva e do Dr. Marco Antonio Thoaldo Romeiro e à Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), através do Prof. Dr. Cláudio Limeira, pela parceira no projeto do qual este trabalho faz parte, através do conhecimento compartilhado.

Ao Observatório Nacional (ON) pelo auxílio com a base gravimétrica.

A Seequent pela licença e suporte do Oasis montaj, o qual foi essencial para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos, pela orientação, confiança, exemplo de pesquisador e oportunidade de fazer parte deste projeto em qual tive a satisfação de participar ativamente de quase todas as etapas.

Ao Prof Dr. Antonio Fernando Menezes Freire, pelo apoio, inspiração e ensinamentos.

Ao Prof Dr. Rodrigo Bijani, pelo auxílio, sempre rápido e efetivo, nas mais diversas dúvidas.

Ao Eng. Roberto Myamoto, pelo coleguismo e carácter exemplar.

As diversas pessoas que participaram do meu dia a dia em campo ou laboratório: Adriano de Souza, Alex Borges, Ammir Karsou, Ana Schanzembach, Aurélio Ribeiro, Bruna Carbonesi, Cintia Alves, Danielle Tostes, David Freitas, Diego Rodrigues, Edmarley Ramos, Fabrício Augusto, Felipe Capucci, Felipe Cruz, Felipe Timóteo, Flávio Mesquita, Frank Bulhões, Israeli dos Santos, Lucas Andrade, Matheus Francis, Oscar Lima, Paulo Bastos, Paulo Crampes, Paulo Marques, Raissa Silva, Rodrigo Stern, Ruann Mendanha, Thábata Bragutti, Ursula Belem, Vinicius Bahia, Yago Salerno e todas as outras pessoas que não lembrei na hora de escrever os agradecimentos, mas certamente não esquecerei.

A Yasmin Leone, pela parceria e cumplicidade.

A Mintzia, minha sombra em forma de gato.

A minha família, por tudo.

Resumo

O Gráben de Casa de Pedra é o principal depocentro paleogênico da Bacia de Volta Redonda, localizada no segmento central do Rift Continental do Sudeste do Brasil, que por sua vez pode estar estruturalmente correlacionado, do Paleógeono ao Recente, com as bacias marítimas de Campos e Santos, devido a sua proximidade. A gravimetria é o método geofísico que utiliza as variações nas medidas de aceleração gravitacional para determinar o contraste de densidades em subsuperfície.Dessa forma, pode ser considerado um método adequado para o estudo das estruturas e morfologia do embasamento de bacias sedimentares. O objetivo deste trabalho envolve investigar o arcabouço estrutural do Gráben de Casa de Pedra através do método geofísico da gravimetria, para auxiliar na cronocorrelação estrutural da Bacia de Volta Redonda com as demais bacias do Rift Continental do Sudeste do Brasil. Foram adquiridas 293 estações gravimétricas na região da área de estudo, seguido do processamento das mesmas a fim de obter o mapa de anomalia gravimétrica. Neste trabalho também foram gerados dois modelos diretos bidimensionais próximos a linhas sísmicas presentes na região de estudo, além de duas inversões gravimétricas tridimensionais. Dados sísmicos de reflexão e tomografia, foram integrados para diminuir a ambiguidade da modelagem gravimétrica e auxiliar na interpretação dos resultados Os resultados apontam para um gráben com falha de borda ao sul, conforme estimado pela bibliografia, porém com o depocentro um pouco mais afastado da falha de borda e mais próximo da região central. Os resultados também mostram o Gráben de Casa de Pedra compartimentado em três regiões distintas de maior deposição sedimentar separadas por estruturas NW-SE e NE-SW, semelhante ao encontrado nas outras bacias do segmento central do Rift Continental do Sudeste do Brasil. Este trabalho tem importância para a área de estudo, uma vez que é a primeira visualização da geometria basal deste gráben, mostrando que a morfologia de fundo é fortemente controlada pela neo-tectônica.

Palavras-chave: Gravimetria. Modelagem direta. Inversão gravimétrica. Rift Continental do Sudeste do Brasil. Bacia de Volta Redonda. Gráben de Casa de Pedra.

Abstract

The Casa de Pedra Graben is the principal paleogene depocenter of the Volta Redonda Basin, located on the central portion of the Rift Continental do Sudeste do Brasil, which can be structurally correlated, from Paleogeon to the Present, with the Campos and Santos sea basins, due to its proximity. The objective of this work involves investigating the structural framework of the Graben de Casa de Pedra through the geophysical method of gravimetry, to assist in the structural chronocorrelation of the Volta Redonda Basin with the other basins of the Continental Rift of Southeastern Brazil. Gravimetry is the geophysical method that uses variations in gravitational acceleration measurements to determine the contrast of subsurface densities. Several (293) gravity stations were acquired in the region of the study area, followed by processing them in order to obtain the gravity anomaly map. In this work, two bidimensional direct models were also generated close to seismic lines present in the study region, in addition to two three-dimensional gravimetric inversions, with and without constrains. Seismic reflection and tomography data were integrated to decrease gravimetric modeling and assist in the interpretation of the results. The results point to a graben with a southern edge fault, as estimated by the literature, but with the depocenter a little further from the edge fault and closer to the central region. The results also show the Casa de Pedra Graben compartmentalized in three distinct regions of greater sedimentary deposition separated by NW-SE and NE-SW structures, similar to that found in the other basins of the central portion of the Continental Rift of Southeastern Brazil. This work is important for the study area, since it is the first visualization of the basal geometry of this gráben, showing that the background morphology is strongly controlled by neo-tectonics.

Keywords: Gravimetry. Forward modeling. Gravity inversion. Continental Rift of Southeastern Brazil. Volta Redonda Basin. Casa de Pedra Graben.

Lista de ilustrações

Figura 1 Possível evolução tectono-magmática do RCSB ao longo da borda da Bacia de Santos e a Bacia do Paraná. Fonte: Almeida (1976) In: Negrão (2014). 3

Figura 2 Per l geológico do padrão escalonado de blocos falhados e basculados, que resultam nas depressões do Vale do Paraíba do Sul e Baixada Fluminense e nas Serras do Mar e da Mantiqueira. Fonte: Asmus e Ferrari (1978) In: Sanson (2006). 4

Figura 3 Sumário dos eventos tectônicos formadores e deformacionais intrínsecos à Bacia de Volta Redonda. Fonte: Riccomini (1989) In: Negrão (2014). 5

Figura 4 Localização e contexto geológico do embasamento da Bacia de Volta Redonda. Fonte: Negrão (2014). 6

Figura 5 Mapa das ocorrências sedimentares e seus domínios, compondo a Bacia de Volta Redonda, além dos principais sistemas de falhas. Fonte: Negrão (2014). 7

Figura 6 A gura "A", em cima, representa a con guração inicial proposta para a abertura da Bacia de Volta Redonda: um hemigráben basculado para SE, onde acumularia as maiores espessuras sedimentares. A gura "B"ilustra a con guração atual da bacia após sucessivos processos de reativação e condicionamento das estruturas. Fonte: Negrão (2014). 8

Figura 7 Coluna litoestratigrá ca da Bacia de Volta Redonda. Fonte: Negrão (2014). 8

Figura 8 Mapa litológico do Gráben de Casa de Pedra. Fonte: modi cado de Negrão (2014). 9

Figura 9 Modelo digital de terreno da área de estudo com os lineamentos interpretados em vermelho pontilhado. Fonte: modi cado de David (2019) . 10

Figura 10 Funcionamento de um gravímetro relativo. Fonte: modi cado de Saibi (2018). 12

Figura 11 Representação esquemática de uma anomalia gravimétrica causada pelo contraste de densidade em subsuperfície. 13

Figura 12 Exemplo de deriva instrumental. As leituras repetidas em uma mesma estação servem para estimar a curva de deriva, que por sua vez é corrigida de cada estação. Fonte: modi cado de Lowrie (2007). 14

Figura 13 Exemplo de marés solares e lunares e sua variação conforme a con guração de posicionamento entre o Sol a Lua e a Terra. Fonte: modi cado de INDIANA UNIVERSITY (2007). 14

Figura 14 (A)A variação na velocidade angular com a latitude ao redor da Terra, representada por vetores cujos comprimentos são proporcionais à velocidade angular; (B) Uma representação exagerada da forma da Terra. A forma verdadeira desse elipsoide de revolução achatado nos polos resulta numa diferença entre os raios equatorial e polar de cerca de 21 km. Fonte: modi cado de Kearey et al. (2002). 15
Figura 15 Diferença (h) entre o datum e a altitude da estação medida. Fonte: modi cado de Kearey et al. (2002). 16
Figura 16 Placa Bouguer, em tracejado, com densidade constante e lateralmente in nita, utilizada para estimar a anomalia gravimétrica na estação. Fonte: modi cado de Kearey et al. (2002). 17
Figura 17 Redução de Terreno, ajustando as áreas A e B que foram consideradas para o cálculo da redução Bouguer. Fonte: modi cado de Kearey et al. (2002). 17
Figura 18 Valores médios e abrangências de densidades para rochas comuns. Fonte: modi cado de Lowrie (2007). 18
Figura 19 Método de determinação de densidade de Nettleton. A menor correlação (inclusive correlação inversa) entre anomalia Bouguer e per l de elevação indica a densidade adequada para o terreno. Na imagem densidades de $2;4g=cm^3$ até $2;8g=cm^3$ foram testadas, e o per l com $2;6g=cm^3$ foi o que apresentou a menor correlação. Fonte: modi cado de Lowrie (2007). 19
Figura 20 Separação de anomalias gravimétricas regional e residual da anomalia Bouguer observada. Fonte: modi cado de Kearey et al. (2002). 20
Figura 21 Exemplo de modelagem direta utilizando polígonos. Fonte: modi cado de Won e Bevis (1987). 21
Figura 22 Comparação entre os resultados de inversão com as técnicas de cartesian voxel e CCC. Fonte: modi cado de Ellis e MacLeod (2013). 22
Figura 23 Metodologia geral utilizada neste trabalho. 24
Figura 24 Mapa de localização das estações gravimétricas medidas na área de estudo. 25
Figura 25 Mosaico dos equipamentos utilizados no trabalho. (A) Gravímetro Scintrex CG-5. (B) GPS TechGeo GTR-G2. (C) GPS TechGeo Zênite 2. Fonte: APW (2019). 26
Figura 26 Fluxograma das etapas de aquisição dos dados gravimétricos. 26
Figura 27 Mosaico com fotos da aquisição gravimétrica realizada na área de estud 27.
Figura 28 Fluxograma das etapas realizadas na redução gravimétrica. 28
Figura 29 Per l de Nettleton utilizado para estimar densidade da placa Bouguer. 29

Figura 30 Comparativo entre as separações regionais-residuais utilizando a técnica de ajuste polinomial. (A) 0ª ordem. (B) 1ª ordem. (C) 2ª ordem. (D) 3ª ordem. 31
Figura 31 Comparativo entre as separações regionais-residuais utilizando a técnica de continuação para cima. (A) 500 metros. (B) 1000 metros. (C) 2000 metros. (D) 3000 metros. 32
Figura 32 Fluxograma da etapa de modelagem direta. 33
Figura 33 Fluxograma da etapa de inversão VOXI. 34
Figura 34 Mapa de localização dos modelos gravimétricos e seus vínculos, como poços perfurados, linhas sísmicas, linhas tomográficas e área utilizada na inversão gravimétrica. 35
Figura 35 Modelo simplificado utilizado como vínculo para a inversão. 35
Figura 36 Mosaico de anomalia Bouguer. (A) Mapa de anomalia Bouguer completa. (B) Mapa de anomalia Bouguer regional. (C) Mapa de anomalia Bouguer residual 37
Figura 37 Modelo direto gravimétrico T02, com sedimentos em amarelo (1,90 g=cm³), embasamento em cinza (2,67 g=cm³) e rocha vulcânica em vermelho (2,90 g=cm³). O triangulo mostra a projeção do poço próximo do modelo e utilizado para reduzir a ambiguidade. 38
Figura 38 Modelo direto gravimétrico T4000, com sedimentos em amarelo (1,90 g=cm³), embasamento em cinza (2,67 g=cm³) e rocha vulcânica em vermelho (2,90 g=cm³). O triangulo mostra a projeção do poço próximo do modelo e utilizado para reduzir a ambiguidade. 38
Figura 39 Resultado da inversão sem vínculos, apresentando a distribuição de densidades entre 1,30 e 2,00 g=cm³. 39
Figura 40 Resultado da inversão com vínculos, apresentando a distribuição de densidades entre 1,30 e 2,00 g=cm³. 40
Figura 41 Mosaico da discussão sobre o formato do gráben. (A) Modelo conceitual do Gráben de Casa de Pedra, proposto por Negrão (2014). (B) Modelo físico analógico de uma bacia sedimentar que sofreu, em escala, os eventos tectônicos de extensão (E1) e transcorrência sinistral (TS) do RCSB, propostos por Riccomini (1989) (RIBEIRO, 2018). (C) Modelo direto de gravimetria utilizando densidades de 1,90 g=cm³ para sedimentos e 2,67 g=cm³ para embasamento e 2,90 g=cm³ para rocha vulcânica. (D) Sísmica de reflexão da linha 02 interpretada (modificado de Campos (2019).). (E) Tomografia de refração da linha 02 (CARBONESI, 2018). (F) Perfil da inversão com vínculo realizada neste trabalho com sedimentos variando de 1,3 g=cm³ a 2,0 g=cm³. 42

Figura 42 Mapa da Anomalia Bouguer Residual com a sobreposição dos lineamentos marcados por David (2019). 43
Figura 43 Mosaico da discussão sobre o depocentro do Gráben de Casa de Pedra. (A) Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer residual, com regiões de mínimas em destaque pelas linhas pontilhadas. (B) Mapa de elevação de terreno SRTM do Gráben de Casa de Pedra, mostrando, em destaque pelas linhas pontilhadas, as regiões onde se localizam os mínimos da anomalia Bouguer residual. (C) Mapa de anomalia Bouguer residual da Bacia de Resende com anomalias mais negativas em destaque pelas linhas pontilhadas (modi cado de Santos e Flexor (2008)). (D) Mapa de topo do embasamento da Bacia de Taubaté, com depocentros destacados pelas linhas pontilhadas (modi cado de Cogné et al. (2013) In: Negrão (2014)). 44

Lista de abreviaturas e siglas

CCC	Cartesian Cut Cell
DGPS	Diferential Global Position System
GISIS	Grupo de Imageamento e Inversão Sísmica
IBGE	Instituto Brasileiro de Geogra a e Estatística
RCSB	Rift Continental do Sudeste do Brasil
RJ	Rio de Janeiro
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
TD	Transcorrência Dextral
TS	Transcorrência Sinistral
UFF	Universidade Federal Fluminense
UFRJ	Universidade Federal do Rio de Janeiro
UTM	Universal Transversa de Mercator
VOXI	Voxel Inversion

Sumário

1 INTRODUÇÃO 1

2 ÁREA DE ESTUDO 2
2.1 Evolução do RCSB 2
2.2 Bacia de Volta Redonda e o Gráben de Casa de Pedra 5

3 REVISÃO TEÓRICA 11
3.1 Gravimetria 11
3.1.1 Gravímetro 11
3.1.2 Reduções 12
3.1.3 Densidades 18
3.1.4 Separação regional-residual 19
3.1.5 Modelagem gravimétrica direta 21
3.1.6 Inversão gravimétrica 21
3.2 Integração 23

4 METODOLOGIA 24
4.1 Aquisição 24
4.2 Processamento 28
4.3 Modelagem 33
4.4 Inversão 33

5 RESULTADOS 36

6 DISCUSSÕES 41
6.1 Formato do gráben 41
6.2 Depocentro do gráben 43

7 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES 45

REFERÊNCIAS 46

ANEXO A TRANSPORTE DE BASE GRAVIMÉTRICA II

ANEXO B PUBLICAÇÃO 16 th INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY . . VI

1 Introdução

A Bacia de Volta Redonda, localizada no segmento central do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), apesar de ser alvo de importantes estudos nas últimas décadas, carece de dados de subsuperfície para auxiliar no entendimento da sua formação, evolução e contextualização regional.

Dada a proximidade, a Bacia de Volta Redonda, assim como as demais bacias do RCSB, podem ter uma correlação no mesmo tempo geológico com as bacias de Santos e Campos. Sendo assim, a Bacia de Volta Redonda, supostamente, pode funcionar como um análogo moderno e terrestre para entender parte dos processos mecânicos para as bacias de Santos e Campos, principais produtoras de hidrocarbonetos no Brasil. Tendo em vista que a Bacia de Volta Redonda é uma bacia continental e de dimensões reduzidas, onde, hipoteticamente, existem melhores condições para aquisição de dados, o entendimento da evolução tectônica e da reativação das estruturas do embasamento podem contribuir de forma signi cativa para a compreensão destes efeitos nos eventos tectônicos cronocorrelatos na porção marítima.

Este trabalho faz parte de um projeto de pesquisa da Universidade Federal Fluminense (UFF) em parceria com a Petrobras, que tem o objetivo de veri car a relação mecânica existente entre o arcabouço da Bacia de Volta Redonda e a trama estrutural do embasamento pré-cambriano subjacente após as sucessivas fases tectônicas observadas, do Paleógeno ao Recente.

O objetivo deste trabalho é a investigação do arcabouço estrutural do Gráben de Casa de Pedra, na Bacia de Volta Redonda, a m de melhor compreender sua estruturação e sua geometria. Para auxiliar na conquista desse objetivo, esse trabalho utiliza dados gravimétricos adquiridos na região de estudo, com a integração de dados sísmicos e geológicos.

Este trabalho encontra-se dividido nos seguintes tópicos: Área de estudo, onde a região alvo é contextualizada geologicamente; Revisão teórica, onde é explicado a teoria dos métodos utilizados; Metodologia, na qual a ordem e parâmetros de cada etapa são apresentadas; Resultados, capítulo onde os principais resultados e suas interpretações são expostas; Discussões, alguns dos resultados são utilizados para debater possíveis hipóteses; Conclusões e considerações nais a respeito de todo trabalho.

2 Área de Estudo

O presente trabalho tem como área de estudo a Bacia de Volta Redonda (RJ), mais precisamente o Gráben de Casa de Pedra. Situado no contexto do Rift Continental do Sudeste do Brasil, este gráben concentra áreas de evidências físicas dos processos tectônicos sofridos ao longo de sua formação que contribuem na evolução de diversas pesquisas.

Para contar a origem desta bacia e a consequente formação do Gráben de Casa de Pedra, se faz necessário entender a evolução do RCSB.

2.1 Evolução do RCSB

O Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) tem sua origem atrelada aos processos que geraram e desenvolveram as bacias da margem leste do Brasil. Segundo Zalán e Oliveira (2005), após o m do processo de rifteamento do Atlântico Sul, sendo esse o responsável pela origem das bacias da margem sudeste do Brasil, iniciou-se um processo de soerguimento de natureza epirogenética da crosta continental em resposta à passagem da Placa Sul-Americana sobre uma anomalia térmica conhecida como hot spot de Trindade. Esse processo ocasionou a elevação da região entre as bacias de Santos, Campos e Paraná, dando origem ao que seria a Serra do Mar Cretácea apresentando intenso magmatismo basáltico. À medida que a região da Serra do Mar era soerguida, o processo erosivo nivelava a superfície. Os sedimentos gerados a partir do processo de erosão eram aportados nas áreas subsidentes das bacias de Santos e Campos. No limite Cretáceo/Paleógeno o soerguimento chegou ao m e gerou uma superfície de aplainamento (superfície Japi) que nivela a área em torno de 2000 metros em relação ao nível do mar atual. Toda a carga sedimentar gerada foi depositada nas bacias adjacentes, o que ocasiona uma instabilidade isostática provocando o colapso gravitacional do megaplanalto em direção às áreas deprimidas. A Figura 1 mostra o esquema simpli cado do desenvolvimento do RCSB e a morfologia atual da área. Segundo Zalán e Oliveira (2005), durante o Cenozóico os movimentos epirogenéticos foram ocasionados em resposta à instabilidade isostática, gerados pela sobrecarga de sedimentos na Bacia de Santos. Esses movimentos teriam produzido uma reativação tectônica ao longo de zonas de fraquezas pré-cambrianas desenvolvendo diversas falhas normais, dando origem a um sistema de hemigrábens basculados em direção ao continente formando corredores paralelos à costa. Determinando, assim, a distribuição atual da morfologia das áreas da Serra do Mar/Mantiqueira com vales e riftes. conforme ilustra a Figura 2.

Figura 1 Possível evolução tectono-magmática do RCSB ao longo da borda da Bacia de Santos e a Bacia do Paraná. Fonte: Almeida (1976) In: Negrão (2014).

Segundo Riccomini (1989) e Riccomini et al. (2004), o RCSB compreende uma série de bacias de idade cenozóica que são orientadas na direção ENE-WSW, acompanhando a direção da costa do sudeste brasileiro e formando uma calha entre as Serras do Mar e da Mantiqueira, onde se instalou a bacia hidrográ ca do rio Paraíba do Sul. Riccomini (1989) ainda propõe que, inicialmente, as bacias constituiriam uma feição única e alongada, de aproximadamente 900 km em sua maior elongação.

Figura 2 Per l geológico do padrão escalonado de blocos falhados e basculados, que resultam nas depressões do Vale do Paraíba do Sul e Baixada Fluminense e nas Serras do Mar e da Mantiqueira. Fonte: Asmus e Ferrari (1978) In: Sanson (2006).

No segmento central do RCSB está o mais expressivo conjunto de bacias sedimentares do rifte, dentre elas encontra-se a Bacia de Volta Redonda, sendo esta o foco do presente trabalho. Sanson (2006) identi cou quatro principais fases tectônicas, apresentadas na Figura 3, que são correlacionáveis às fases de evolução do RCSB propostas por Riccomini (1989) e Riccomini et al. (2004).

A primeira fase (E1) estaria relacionada a tensores distensivos de orientação NNW-SSE de idade paleogênica, sendo responsável pelos esforços de abertura da bacia, pela principal fase de sedimentação e pelo evento magmático. A segunda fase de transcorrência sinistral (TS) com orientação E-W ocorre no nal do Oligoceno, início do Mioceno e é representada por estruturas que afetam somente depósitos paleogênicos. A terceira fase, de transcorrência dextral (TD) com orientação E-W, ocorre durante o Pleistoceno. A quarta fase (E2) é vinculada a uma distensão NW-SE. Riccomini et al. (2004) assumem

ainda a ocorrência de uma quinta fase que estaria ocorrendo atualmente, sendo descrita pelos autores como uma fase de compressão E-W de idade holocênica. As diferentes orientações dos tensores estariam relacionadas ao balanço entre as forças marginais à placa sul-americana de ridge-push e slab-pull (RICCOMINI, 1989).

Figura 3 Sumário dos eventos tectônicos formadores e deformacionais intrínsecos à Bacia de Volta Redonda. Fonte: Riccomini (1989) In: Negrão (2014).

2.2 Bacia de Volta Redonda e o Gráben de Casa de Pedra

A Bacia de Volta Redonda abrange os municípios de Volta Redonda, Barra Mansa, Porto Real, Pinheiral, Piraí e Barra do Piraí, na região oeste do estado do Rio de Janeiro. Está geologicamente inserida no contexto do segmento central do RCSB, instalada sobre embasamento composto por terrenos da porção central da Faixa Ribeira, no médio vale do rio Paraíba do Sul. A bacia consiste em uma feição geológica cenozóica deprimida e descontínua de aproximadamente 40 km em sua maior elongação, NE-SW, e 10 km na elongação NW-SE. Seu embasamento compreende rochas metassedimentares proterozóicas do Complexo Paraíba do Sul, ortogranulitos do Complexo Quirino e granitóides sintectônicos brasilianos, todos orientados segundo uma direção preferencial NE-SW (Figura 4).

A Bacia de Volta Redonda apresenta-se deslocada do eixo de continuidade da Bacia de Resende pela Zona de Transferência (dextral) de Barra Mansa. Negrão (2014) mapeou as principais falhas e ocorrências sedimentares da região e as agrupou sob a perspectiva de

Figura 4 Localização e contexto geológico do embasamento da Bacia de Volta Redonda. Fonte: Negrão (2014).

grábens paleogênicos, ocorrências paleogênicas descontínuas e grábens quaternários, sendo estes produtos dos sucessivos eventos neotectônicos (Figura 5).

De acordo com Negrão (2014), a proximidade e correspondência tectonoestratigrá ca entre diversas áreas e grábens da bacia, permite vinculá-las a um mesmo sistema de depocentros conectados durante o Paleógeno. Na Figura 6-A, a seguir, observa-se o modelo conceitual da Bacia de Volta Redonda no Paleógeno durante sua colmatação e na Figura 6-B é possível observar o modelo conceitual de como estaria atualmente a estruturação da Bacia de Volta Redonda.

Figura 5 Mapa das ocorrências sedimentares e seus domínios, compondo a Bacia de Volta Redonda, além dos principais sistemas de falhas. Fonte: Negrão (2014).

A litoestratigra a da bacia (Figura 7) compreende, genericamente, sucessões de arenitos intercalados com lamitos depositados em ambientes uviais de rios entrelaçados.

A Formação Ribeirão dos Quatis encontra-se imediatamente sobre o embasamento. Os sedimentos dessa formação são encontrados nos altos estruturais externos da região e traduz uma tectonossequência de fase pré-rifte, essa formação não a ora no Gráben de Casa de Pedra.

A Formação Resende, por sua vez, possui as maiores espessuras sedimentares da bacia e é relacionada ao evento Rift I da fase tectônica E1, onde as taxas de subsidência eram maiores e, consequentemente, mais espaço deposicional foi gerado. Referente a essas altas taxas de subsidência, são frequentemente identi cados depósitos de leques aluviais.

En m, a Formação Pinheiral foi depositada durante o evento Rift II da fase E1, responsável pela colmatação da bacia. Fase esta em que é notória uma diminuição na taxa de subsidência.

A presença de rochas vulcânicas ultrabásicas e alcalinas é um fator distintivo desta bacia. Estas rochas são encontradas somente a sudoeste do Gráben de Casa de Pedra e, apesar de sua posição na coluna estratigrá ca ainda ser controversa, são frequentemente posicionadas entre as Formações Resende e Pinheiral, tendo o nome de Basanito de Casa de Pedra.

Figura 6 A gura "A", em cima, representa a con guração inicial proposta para a abertura da Bacia de Volta Redonda: um hemigráben basculado para SE, onde acumularia as maiores espessuras sedimentares. A gura "B"ilustra a con guração atual da bacia após sucessivos processos de reativação e condicionamento das estruturas. Fonte: Negrão (2014).

Figura 7 Coluna litoestratigrá ca da Bacia de Volta Redonda. Fonte: Negrão (2014).

Figura 8 Mapa litológico do Gráben de Casa de Pedra. Fonte: modi cado de Negrão (2014).

A área de estudo deste projeto abrange principalmente o Gráben de Casa de Pedra, principal depocentro paleogênico da bacia, que possui cerca de 9 km na direção NE-SW e aproximados 3 km no eixo ortogonal, seguindo a tendência do embasamento. Na Figura 5, é possível observar sua localização no contexto da Bacia de Volta Redonda no ponto 5 e na Figura 8, observa-se em detalhe o mapa litológico da área de estudo.

O Gráben de Casa de Pedra, possui lineamentos estruturais mapeados por David (2019) através do modelo digital de terreno da missão topográ ca Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). Conforme mostra a Figura 9 a predominância dos lineamentos é na direção NW-SE, seguido por lineamentos na direção NE-SW. De acordo Riccomini (1989), os lineamentos NW-SE podem estar relacionados com períodos deformantes de transcorrências (TE e TD), enquanto os lineamentos NE-SW estariam ligados as falhas de períodos extensivos (E1 e E2).

Figura 9 Modelo digital de terreno da área de estudo com os lineamentos interpretados em vermelho pontilhado. Fonte: modi cado de David (2019)

3 Revisão teórica

De acordo Kearey et al. (2002), a ciência geofísica estuda a Terra através de princípios físicos. Essa investigação geofísica baseia-se em medidas indiretas à m de entender a distribuição das propriedades físicas em subsuperfície. Dentre os diversos métodos geofísicos, este trabalho utiliza principalmente o método potencial gravimétrico, juntamente com a integração de dados sísmicos de re exão e tomogra a de refração, adquiridos pelo Grupo de Imageamento e Inversão Sísmica (GISIS), além do conhecimento geológico da área de estudo.

3.1 Gravimetria

A gravimetria de exploração tem como objetivo principal a determinação de contrastes de densidade em subsuperfície. Este método baseia-se na Lei da Gravitação Universal de Newton, e estuda a variação da aceleração gravitacional entre corpos. Assim, a gravimetria colabora na identi cação de corpos com densidades diferentes dos meios nos quais se encontram inseridos (TELFORD et al., 1990).

A Lei da Gravitação Universal de Newton é descrita como:

$$\vec{F} = \frac{Gm_1m_2}{r^2}\hat{r}; \tag{3.1}$$

onde $\vec{F}$ é a força gravitacional resultante entre duas massas (m_1 e m_2) do corpo 1 e do corpo 2, respectivamente, possuindo uma distância r entre si e G é a constante gravitacional ($6;674184 \ 10^{11} \ m^3kg^{1}s^{2}$). A magnitude da força gravitacional é proporcional as massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre elas (LAFEHR; NABIGHIAN, 2012).

3.1.1 Gravímetro

Para efetuar medições da gravidade na superfície terrestre utiliza-se o equipamento denominado gravímetro, o mesmo é subdivido em dois grupos principais: os gravímetros absolutos e os gravímetros relativos. Os gravímetros absolutos utilizam a queda livre e, como nome sugere, medem a gravidade absoluta do local. Entretanto o funcionamento de gravímetros absolutos é lento, devido às sucessivas leituras realizadas a m de obter o maior grau de precisão possível. Além de serem extremamente sensíveis, estes equipamentos são grandes e pesados, portanto, ine cientes para levantamentos em locais remotos. Normal-mente os gravímetros absolutos são utilizados para criação de estações bases gravimétricas,

que servirão de base para a correlação com gravímetros relativos (LAFEHR; NABIGHIAN, 2012).

Os gravímetros relativos (Figura 10) são menores, mais leves e mais robustos do que os absolutos, porém continuam extremamentes sensíveis se comparados com a maioria dos equipamentos geofísicos. Alguns tipos de gravímetros utilizam um sistema de massa e mola numa câmara interna controlada onde, ao realizar as leituras relativas, a massa sofre atração gravitacional e tensiona a mola. Para transformar a medida desse tensionamento de um gravímetro relativo em gravidade absoluta é necessário utilizar uma base gravimétrica, com valores de gravidade obtidas por gravímetros absolutos, fazendo uma correlação entre as medidas relativas levantadas e a medida absoluta da base gravimétrica (FERREIRA, 2007).

Figura 10 Funcionamento de um gravímetro relativo. Fonte: modi cado de Saibi (2018).

3.1.2 Reduções

No entanto, na prática, há fatores que tornam o entendimento do dado gravimétrico mais complexo. Sendo assim, antes do dado gravimétrico ser interpretado, é necessário processá-lo para que as variações sejam somente da diferença de densidades das rochas em subsuperfície. Esse processo é chamado de redução gravimétrica e varia conforme o objetivo (KEAREY et al., 2002).

O processo de redução gravimétrica consiste em obter a diferença entre a gravidade observada ($g_{observada}$) no levantamento e a gravidade reduzida ($g_{redução}$), obtendo assim a chamada anomalia gravimétrica (g), causada pelo contraste de densidades (p_1 e p_2), que é o alvo da investigação gravimétrica, conforme mostra a Figura 11.

$$g = g_{observada} \quad g_{redução} \tag{3.2}$$

Figura 11 Representação esquemática de uma anomalia gravimétrica causada pelo contraste de densidade em subsuperfície.

A seguir é apresentado a teoria envolvendo as correções gravimétricas utilizadas na redução gravimétrica dos dados deste trabalho.

Deriva

A leitura de um gravímetro relativo está propensa a pequenas variações nas propriedades físicas de seus componentes, como por exemplo a fadiga da mola. Não é possível estimar previamente estas variações, pois cada equipamento possui suas próprias propriedades mecânicas e fatores externos também podem in uenciar na intensidade da variação, como temperatura, pressão e até mesmo o manuseio do equipamento (LAFEHR; NABIGHIAN, 2012).

Para minimizar este efeito, chamado de deriva instrumental ($drift$), durante o levantamento gravimétrico são realizadas periodicamente leituras em estações bases com valores conhecidos de gravidade, a m de gerar uma curva de compensação para a deriva instrumental (Figura 12). Os valores da curva de deriva são subtraídos dos valores medidos conforme o horário do levantamento (LOWRIE, 2007).

Maré

A interação do sol e da lua com a terra também provocam alterações nas medidas de gravidade, através das chamadas marés sólidas ($Earth\ tides$) que causam alterações de alguns centímetros nas elevações (Figura 13). As marés sólidas ocorrem em conjunto com as conhecidas marés marítimas e seus efeitos chegam a causar variações de até 0,3 mGal, dependendo do dia, horário e latitude do levantamento. Por se tratar de um fenômeno cíclico e previsível, a maioria dos equipamentos atuais já corrigem automaticamente esse efeito através de equações feitas por Longman (1959). ((BLAKELY, 1996), (TELFORD et al., 1990), (KEAREY et al., 2002)).

Latitude

As variações de latitude são responsáveis por dois efeitos distintos que alteram a gravidade terrestre. O primeiro efeito é a variação da velocidade angular (Figura 14A), devido a rotação do planeta, gerando uma aceleração centrífuga, tendo um

Figura 12 Exemplo de deriva instrumental. As leituras repetidas em uma mesma estação servem para estimar a curva de deriva, que por sua vez é corrigida de cada estação. Fonte: modi cado de Lowrie (2007).

Figura 13 Exemplo de marés solares e lunares e sua variação conforme a con guração de posicionamento entre o Sol a Lua e a Terra. Fonte: modi cado de INDIANA UNIVERSITY (2007).

valor máximo na região equatorial e um valor mínimo nas regiões polares. Sendo assim, a gravidade é menor no equador do que nos polos.

O segundo efeito vem do fato do planeta não ser uma esfera perfeita, possuindo um formato mais achatado nos pólos, causando uma diferença entre os raios equatoriais e polares de aproximadamente 21 Km (Figura 14B). Consequentemente os pontos próximos ao equador estão mais distantes do centro de massa do planeta, causando uma diminuição no valor da gravidade em relação às latitudes menores. A variação pode chegar em torno de 5,2 Gal entre a região equatorial e os polos (TELFORD et al., 1990), (KEAREY et al., 2002).

No século XVIII o cientista Clairaut publicou um teorema relacionando um elipsóide à forma da Terra e sua aceleração gravitacional, conforme equação 3.3 a seguir:

$$g_{lat} = g_{eq}(1 + Asen^2 \quad Bsen^2 \ ) \tag{3.3}$$

Onde g_{lat} é a gravidade em determinada latitude e g_{eq} é o valor da gravidade no equador, A e B são constantes do elipsóide utilizado como datum e é a latitude do local da leitura gravimétrica.

Figura 14 (A)A variação na velocidade angular com a latitude ao redor da Terra, representada por vetores cujos comprimentos são proporcionais à velocidade angular; (B) Uma representação exagerada da forma da Terra. A forma verdadeira desse elipsoide de revolução achatado nos polos resulta numa diferença entre os raios equatorial e polar de cerca de 21 km. Fonte: modi cado de Kearey et al. (2002).

Ar Livre

Confome Equação 3.1, o campo potencial diminui com o quadrado da distância, considerando a gravidade terrestre,ou seja, quanto mais longe do centro do planeta, menor será a aceleração gravitacional. As correções de latitudes já descritas, consideram somente o elipsóide como datum elipsoidal, porém muitas vezes os levantamentos

são realizados em diferentes altitudes, devido a topogra a acima ou abaixo do datum (Figura 15). Para minimizar os efeitos dessa diferença de altitude é realizado uma redução conhecida como ar livre (free air).

Para determinar como a gravidade varia, levando em conta somente o afastamento do centro da terra, deriva-se a aceleração da gravidade com relação ao raio, fator variável para esta questão, como mostra seguinte a equação:

$$\frac{g}{r} = \frac{}{r}\left(\frac{GM}{R^2}\right) = \frac{2GM}{R^3} = \frac{2}{r}g \tag{3.4}$$

Substituindo g pelo valor médio da gravidade (981000mGal) e pelo valor médio do raio terrestre, obtem-se a fórmula simpli cada para correção de ar livre:

$$g_{ArLivre} = 0{:}3086h \tag{3.5}$$

Sendo h a distância em metros entre a estação gravimétrica e o datum utilizado na correção de latitude. A redução de ar livre é diretamente ligada com a altitude, logo a necessidade de uma boa precisão na elevação se faz essencial para uma melhor resolução.

Figura 15 Diferença (h) entre o datum e a altitude da estação medida. Fonte: modi cado de Kearey et al. (2002).

Bouguer

A correção de Bouguer, que possui esse nome em homenagem ao cientista Pierre Bouguer, considera que entre a gravidade reduzida na altura do datum, através da correção de ar livre, e a altitude da estação gravimétrica medida, existe uma placa lateralmente in nita e de densidade constante, conforme mostra a Figura 16. Para cada estação gravimétrica é calculada a placa Bouguer.

A atração gravitacional dessa placa in nita é descrita como:

$$g_b = 2\ G\ h \tag{3.6}$$

Onde G é a constante gravitacional, é a densidade da placa e h é a altura da mesma. Sendo assim, a massa anômala, que difere da densidade da placa, é destacada.

Porém, a redução de Bouguer ignora o relevo próximo ao ponto levantando, sendo assim a presença de regiões mais altas e regiões mais baixas que a altura da placa de Bouguer tendem a supercompensar as medidas próximas a essas situações.

Figura 16 Placa Bouguer, em tracejado, com densidade constante e lateralmente in nita, utilizada para estimar a anomalia gravimétrica na estação. Fonte: modi cado de Kearey et al. (2002).

Terreno

A redução Bouguer faz suposição de que o relevo ao redor da estação gravimétrica é plano, o que raramente é o caso. Conforme exempli ca a Figura 17, regiões próximas com elevação acima da estação gravimétrica (Figura 17(B)) exercem uma atração gravitacional para cima, diminuindo o valor corrigido pela estação. Enquanto regiões próximas com elevação abaixo (Figura 17(A)) da estação gravimétrica, representando de ciências de massa, fazem parte da placa Bouguer e tem uma densidade designada para locais onde não há rocha. Para corrigir essa situação é realizada a chamada redução de terreno(Terrain Correction) , também chamada de Bouguer completa (KEAREY et al., 2002).

Figura 17 Redução de Terreno, ajustando as áreas A e B que foram consideradas para o cálculo da redução Bouguer. Fonte: modi cado de Kearey et al. (2002).

Uma maneira automatizada para calcular a correção de terreno é a combinação dos métodos descritos por Nagy (1966) e Kane (1962), onde o algoritmo soma os efeitos de seções prismáticas que descrevem a superfície ao redor da estação gravimétrica. (WHITEHEAD, 2010).

3.1.3 Densidades

Conforme visto anteriormente, é necessário determinar as densidades para a correção de terreno e Bouguer, pois uma densidade errônea pode vir a causar anomalias irreais, comprometendo a interpretação do dado gravimétrico.

As técnicas para a determinação da densidade envolvem amostras físicas da área, per s de poço, densidades médias de bibliogra as de referência, per l de Nettleton, entre outras.

As medidas de densidade obtidas por amostras e por per s de poço costumam ser mais adequadas para a utilização nas correções de Bouguer e terreno, enquanto as medidas encontradas na bibliogra a (Figura 18) servem para uma estimativa em locais sem muita informação a respeito das densidades locais.

Figura 18 Valores médios e abrangências de densidades para rochas comuns. Fonte: modi cado de Lowrie (2007).

O per l de Nettleton (Figura 19) é uma técnica para estimar a densidade através de um grá co envolvendo o relevo do local e diversas anomalias Bouguer calculadas com densidades diferentes. Espera-se que a densidade que menos houver relação com a topogra a, esteja mais próxima da densidade ideal para a área. Densidades mais baixas que o ideal tendem a acompanhar o relevo, enquanto densidades mais altas tendem a car espelhadas em relação ao relevo (NETTLETON, 1971).

Figura 19 Método de determinação de densidade de Nettleton. A menor correlação (inclusive correlação inversa) entre anomalia Bouguer e per l de elevação indica a densidade adequada para o terreno. Na imagem densidades de 2;4g=cm^3 até 2;8g=cm^3 foram testadas, e o per l com 2;6g=cm^3 foi o que apresentou a menor correlação. Fonte: modi cado de Lowrie (2007).

3.1.4 Separação regional-residual

A anomalia gravimétrica normalmente é caracterizada por uma componente regional, de variação suave, sobre a qual podem estar superpostas anomalias locais de menor comprimento de onda. Para tentar separar as componentes é realizado um procedimento chamado de separação regional-residual. Os termos regional e residual, acabam por serem relativos, variando conforme a área e objetivo (MALLICK et al., 2012).

Existem diversas técnicas para este procedimento, como ajuste polinomial, ltragem de frequências, continuação para cima, entre outros. Para esse trabalho será apresentado a técnica de continuação para cima (upward continuation) e de ajuste polinomial.

Continuação para cima

A continuação para cima é uma das técnicas de separação regional-residual utilizada em dados potenciais, essa técnica como nome sugere simula a leitura de uma estação gravimétrica em uma altura acima da altitude de observação verdadeira, com intuito

Figura 20 Separação de anomalias gravimétricas regional e residual da anomalia Bouguer observada. Fonte: modi cado de Kearey et al. (2002).

de diminuir a in uência de fontes rasas, uma vez que a intensidade do campo gravitacional diminui com o quadrado da distância. Sendo assim, o sinal produzido por fontes rasas (de baixo comprimento de onda) serão fortemente atenuados, enquanto que a anomalia produzida por fontes profundas (de maior comprimento de onda) sofrem pouca atenuação, gerando então, um campo regional (LAFEHR; NABIGHIAN, 2012). Após a geração desse campo regional continuado para cima, o mesmo é subtraído do campo da anomalia gravimétrica e se obtém o campo de anomalia residual.

Ajuste polinomial

A separação regional-residual por ajuste polinomial consiste em gerar uma superfície polinomial de graun, cujos coe cientes são estimados pelo método dos mínimos quadrados lineares. Essa técnica, por ser puramente matemática, necessita uma atenção extra para a determinação do grau do polinomio utilizado, visto que quanto maior o grau, melhor o ajuste da superfície, porém sem signi cado geológico (LOWRIE, 2007).

$$g(x;y) = g_0 + g_1x + g_2y + g_3x^2 + g_4y^2 + ::: + g_nx^n + g_ny^n \quad (3.7)$$

Nessa técnica o resultado também é considerado como componente regional e deve ser subtraído da anomalia gravimétrica para obtenção da componente residual.

3.1.5 Modelagem gravimétrica direta

Modelagem direta envolve a criação manual de um modelo hipotético de distribuição de propriedades físicas baseado em conhecimentos prévios, calculando sua resposta e a comparando com os dados reais. O objetivo da modelagem direta é testar e validar suposições a respeito da distribuição de determinadas propriedades físicas numa região. O modelo direto deve ser geologicamente factível e ter uma boa correlação entre o dado predito e o dado real (BUTLER; SINHA, 2012) (FOULGER; PIERCE, 2007).

Dentre diversas técnicas de modelagem direta, a utilizadas neste estudo foi a poligonal baseada nos trabalhos de Talwani et al. (1959) e Won e Bevis (1987) (Figura 21). A atração gravitacional de um corpo bidimensional em subsuperfície pode ser calculada através da discretização do referido corpo geológico em um prisma poligonal com n vértices. Dessa forma, colocando a estação gravimétrica na origem de um sistema de coordenada e expressando os componentes verticais e horizontais da anomalia gravimétrica através das seguintes equações:

$$g_z = 2G \sum_{i=1}^{n} Z_i \tag{3.8}$$

$$g_x = 2G \sum_{i=1}^{n} X_i \tag{3.9}$$

Onde Z_i e X_i são as coordenadas dos vértices de um polígono de n lados, G é a constante gravitacional e $$ é a densidade do polígono.

Figura 21 Exemplo de modelagem direta utilizando polígonos. Fonte: modi cado de Won e Bevis (1987).

3.1.6 Inversão gravimétrica

A inversão na geofísica pode ser de nida como o procedimento automatizado de construir um modelo de distribuições de propriedades físicas, utilizando ou não informações a priori.

De acordo Ellis et al. (2013), pode-se assumir que o problema inverso na geofísica pode ser resolvido baseado nos métodos de regularização de Tikhonov (TIKHONOV; ARSENIN, 1977). Dessa forma tem se a seguinte formulação:

$$\text{Minimizar} \quad {}_T[m] = {}_D[m] + {}_M[m]; \tag{3.10}$$

A Equação 3.10 implica que o modelo m é encontrado minimizando a função objetivo ${}_T$. Essa função objetivo é composta de dois termos, a função do ajuste dos dados ${}_D$ e a função de regularização ${}_M$, sendo $$ o fator que controla a importância da função de regularização durante o processo de minimização da função objetivo. Mais especi camente a função do ajuste dos dados ${}_D$ pode ser de nida como:

$${}_D[m] = \sum_{i=1}^{n} \left(\frac{G_i[m] \quad (d_i^{obs} \quad d_i^{trend})}{d_i} \right)^2 \tag{3.11}$$

Onde G_i é o modelo calculado em função de uma subsuperfície discretizada em prismas justapostos, d_i^{obs} é o dado observado e d_i^{trend} é a tendência regional do dado. Essa Equação 3.11 é a de nição de mínimos quadrados ponderados pelo erro da medida.

$${}_M[m] = W(m \quad m^{ref}) \tag{3.12}$$

A Equação 3.12 é a função de regularização de Tikhonov de ordem 0, onde temos a diferença entre o modelo m e o modelo de referência m^{ref}, além da matriz de peso W cujo objetivo é privilegiar as células do modelo que estão mais profundas, impondo valores realistas de densidade.

O método de inversão dos dados deste trabalho são baseados nos trabalhos de Ingram et al. (2003) e Ellis e MacLeod (2013), utilizando a técnica de Cartesian Cut Cell (CCC) e iterative reweighting inversion algorithm. Similar às técnicas de cartesian voxel porém a técnica de CCC promove um ajuste no na delimitação do corpo anômalo, conforme mostra a Figura 22.

Figura 22 Comparação entre os resultados de inversão com as técnicas de cartesian voxel e CCC. Fonte: modi cado de Ellis e MacLeod (2013).

3.2 Integração

Para reduzir a ambiguidade inerente aos dados potenciais, visto que um único campo potencial pode ser resultado de in nitas combinações da distribuição de propriedades físicas da subsuperfície, é essencial realizar a integração de outros dados geofísicos e/ou geológicos. A modelagem direta e inversão também possuem fatores de ambiguidade, onde o dado modelado/invertido pode representar matematicamente bem, porém sem consistência geológica (BLAKELY, 1996). A seguir são apresentadas, brevemente, as teorias dos tipos de dados que foram integrados na modelagem e nas discussões dos resultados.

Sísmica de Re exão

A sísmica de re exão consiste em um método geofísico, onde ondas mecânicas geradas por uma fonte percorrem a subsuperfície e parte de sua energia é re etida ao encontrar uma interface com diferentes impedâncias acústicas, o tempo de percurso e amplitude dessa onda re etida é registrado por receptores em superfície. A energia que não foi re etida, é atenuada pelo meio, refratada e transmitida para a próxima camada, onde todo fenômeno ocorre novamente (KEAREY et al., 2002),(YILMAZ, 1987).

Tomogra a de Refração

A Tomogra a de Refração Sísmica é um método de inversão geofísica que utiliza as medições dos tempos que raios refratados em uma interface viajam de uma fonte até uma série de receptores com o objetivo de entender a distribuição de velocidades sísmicas em subsuperfície (CARBONESI, 2018).

Modelagem Física Analógica

A Modelagem Física Analógica consiste em uma metodologia relativamente simples e didática para investigar, em escala de laboratório, os mecanismos que controlam a geração e a evolução das feições tectônicas encontradas na natureza, assim como interpretar as consequentes estruturas geradas por estes processos (RAMBERG, 1967). Para que o modelo seja verossímil, devem ser cumpridas as condições de contorno e os fatores de escala necessários. O modelo deve possuir geometria e dinâmica similar ao protótipo da natureza, ou seja, seus comprimentos e ângulos, assim como as forças que atuam sobre ele, devem ser proporcionais àqueles do protótipo (RIBEIRO, 2018).

4 Metodologia

A metodologia aplicada a este trabalho, segue o uxograma apresentado na Figura 23, começando com a aquisição dos dados gravimétricos na área de estudo. Em seguida foi realizado o processamento destes dados, com intuito de obter a anomalia gravimétrica. Em seguida, foi realizado a modelagem direta poligonal para propor o topo do embasamento. Através dos resultados do processamento foram construídos dois modelos bidimensionais de distribuição de densidade, utilizando dados integrados como auxílio para diminuir a ambiguidade do método gravimétrico. Por m foi realizada a etapa de inversão, onde dois modelos tridimensionais de distribuição de densidades foram gerados.

Figura 23 Metodologia geral utilizada neste trabalho.

4.1 Aquisição

Foram adquiridas, ao longo de 6 expedições, 293 estações gravimétricas espalhadas pelo Gráben de Casa de Pedra, conforme Figura 24, visando abranger toda área de estudo e seus arredores. Os dados foram adquiridos utilizando o gravímetro relativo CG-5 da Scintrex (Figura 25A), que possui uma resolução de 0.001mGal. Para um posicionamento geográ co de alta precisão, foi utilizado o Sistema de Posicionamento Global Diferencial (DGPS) com os equipamentos GTR-G2 e Zênite 2, ambos da TechGeo (Figura 25B e C, respectivamente). O sistema de coordenadas escolhido para a realização deste trabalho foi o datum SIRGAS 2000 no sistema de projeção Universal Transversa de Mercator (UTM).

A aquisição seguiu algumas etapas, apresentadas no uxograma da Figura 26, como o reconhecimento de áreas de interesse, seguida do permissionamento do proprietário ou entidade responsável da área. A partir de uma resposta positiva do permissionamento, foi iniciada a fase de planejamento, onde foram de nidos os locais de cada estação gravimétrica, as datas e as equipes das aquisições. Os locais das estações visaram uma maior distribuição na área de estudo através de fazendas, ruas e estradas.

Antes do início das aquisições gravimétricas foi necessário realizar um transporte de base gravimétrica, visto que nas proximidades não existe nenhuma base gravimétrica o cial da rede nacional. Essa técnica de transporte de base é utilizada justamente em situações onde não há bases gravimétricas o ciais na região e também não se possui

Figura 24 Mapa de localização das estações gravimétricas medidas na área de estudo.

um gravímetro absoluto para criação de uma. Após escolher um local adequado para a nova base transportada, foi realizado o transporte de base com o auxílio do Observatório Nacional, através de uma sucessão de medidas intercaladas entre a nova base e a base conhecida, IBGE 20932103910, localizada no município de Barra Mansa, aproximadamente 17 Km da área de estudo. Após a realização das medidas nas bases, foi calculado uma média da gravidade para o novo local, servindo agora de base gravimétrica para todos levantamentos realizados neste trabalho (para mais detalhes Anexo A).

A aquisição gravimétrica ocorreu juntamente com a aquisição DGPS, com a abertura e o fechamento do levantamento sendo realizado na nova base transportada, servindo para correção de deriva e para a correlação da gravidade absoluta com a relativa.

A Figura 27 apresenta um mosaico com algumas fotos dos levantamentos realizados pela equipe do GISIS, da Universidade Federal Fluminense (UFF), na região do Grabén de Casa de Pedra.

Figura 25 Mosaico dos equipamentos utilizados no trabalho. (A) Gravímetro Scintrex CG-5. (B) GPS TechGeo GTR-G2. (C) GPS TechGeo Zênite 2. Fonte: APW (2019).

Figura 26 Fluxograma das etapas de aquisição dos dados gravimétricos.

Figura 27 Mosaico com fotos da aquisição gravimétrica realizada na área de estudo.

4.2 Processamento

Após a aquisição, os dados foram processados no software Oasis Montaj, da Seequent, conforme fluxograma da Figura 28. Os dados gravimétricos levantados com o gravímetro CG-5 já possuem a correção de maré, realizada automaticamente pelo próprio equipamento de acordo a latitude média, data e horário do levantamento.

Figura 28 Fluxograma das etapas realizadas na redução gravimétrica.

A correção de maré é seguida pela correção de deriva instrumental, obtida pelas variações nas leituras repetidas em uma determinada estação gravimétrica. Neste trabalho as leituras repetidas foram realizadas na base gravimétrica no início e final da aquisição, servindo assim tanto para a correlação da medida relativa com a gravidade absoluta, como para a correção de deriva instrumental.

O próximo passo do processamento foi a realização da correção de latitude utilizando o elipsoide de referência WGS-84, pelo fato de ser um dos mais recentes e precisos, além de que na região da área de estudo não possui diferenças ao datum escolhido para este trabalho (IBGE, 2015). Em seguida realizou-se a correção de ar livre, utilizando a altitude obtida pelo levantamento DGPS.

Conforme apresentado no fluxograma de processamento, a etapa seguinte foi a correção Bouguer, para definir a densidade utilizada foi realizado o perfil de Nettlteton

(Figura 29). Ao plotar anomalias causadas por diversos valores de densidade sobre a topogra a, observou-se que nenhuma das densidades se destacou (no quesito de não apresentar correlação com a topogra a), sendo assim, qualquer uma das densidades testadas serve para a correção Bouguer, alterando somente a escala (LAFEHR; NABIGHIAN, 2012). Sendo assim, a densidade de 2,67 g=cm^3 foi selecionada para geração do mapa de anomalia Bouguer, pois o embasamento da área de estudo consiste de maneira geral de granito e gnaisse (Figura 8), que possuem densidades próximas a escolhida (Figura 18), gerando então um contraste negativo com alvo do estudo que é sedimentar.

Figura 29 Per l de Nettleton utilizado para estimar densidade da placa Bouguer.

A próxima etapa do uxograma de processamento dos dados gravimétricos consistiu na realização da correção de terreno, aonde a placa Bouguer é re nada para um melhor ajuste em relação à topogra a. Para a correção de terreno foi utilizado a densidade de 1,90 g=cm^3, sendo a densidade estimada para os sedimentos da área de estudo. Comumente se utiliza a mesma densidade da correção Bouguer (2,67 g=cm^3) para a correção de terreno,

porém nessa situação os altos valores de densidade nos altos topográficos poderiam causar uma sobre-correção, gerando anomalias exageradamente negativas.

Seguindo o fluxograma de processamento, o próximo passo se deu com a separação regional-residual da anomalia Bouguer completa. Como já citado, a separação regional-residual depende muito da avaliação qualitativa do intérprete pois o campo gravitacional sofre superposição (somatório dos campos de todos corpos presentes), além da necessidade de determinar o contexto do que seria considerado regional e o que seria residual dependendo do estudo (BLAKELY, 1996).

Inicialmente foi realizado a técnica de ajuste polinomial, utilizando polinômios de 0^a; 1^a; 2^a e 3^a ordem, apresentados na Figura 30. Foi realizado também a separação regional-residual utilizando a técnica de continuação para cima com valores de 500, 1000, 2000 e 3000 metros, apresentados na Figura 31. Após analisar as separações regionais-residuais, foi escolhida como a mais ideal para este trabalho, a técnica de continuação para cima de 1000 metros (Figura 31B). Essa separação foi a escolhida pois sua componente residual não parece gerar muitos artefatos na área interna ao gráben, também respeitando as bordas conhecidas do mesmo.

Figura 30 Comparativo entre as separações regionais-residuais utilizando a técnica de ajuste polinomial. (A)0ª ordem. (B)1ª ordem. (C)2ª ordem. (D)3ª ordem.

Figura 31 Comparativo entre as separações regionais-residuais utilizando a técnica de continuação para cima. (A) 500 metros. (B) 1000 metros. (C) 2000 metros. (D) 3000 metros.

4.3 Modelagem

Após o processamento dos dados de gravidade utilizando as técnicas e parâmetros apresentados até o momento, foi realizado a modelagem direta conforme mostra o uxograma da Figura 32, através do pacote GM-SYS no Oasis Montaj, da Seequent. Ao total dois per s foram modelados, localizados conforme mostra a Figura 34.

Figura 32 Fluxograma da etapa de modelagem direta.

Para diminuir a ambiguidade intrínseca da modelagem direta, foram utilizados dados sísmicos obtidos e processados pelo laboratório GISIS da UFF, conforme é detalhado em (CAMPOS, 2019). Além da sísmica de re exão, informações sobre a profundidade do embasamento obtida a partir da perfuração de dois poços na região pela UFRJ também auxiliaram a modelagem direta. A localização das linhas sísmicas e dos poços também estão na Figura 34.

Os modelos criados utilizaram densidades de $1:9 g=cm^3$ para os sedimentos $2:67 g=cm^3$ para o embasamento cristalino e $2:9 g=cm^3$ para as rochas vulcânicas.

4.4 Inversão

Finalmente, após aquisição, processamento e modelagem direta, o dado gravimétrico foi invertido conforme apresenta o uxograma da Figura 33. A inversão foi realizada atavés do Voxel Inversion (VOXI), pacote de inversão do Oasis Montaj, da Seequent.

A inversão foi realizada no polígono apresentado na Figura 34, através de uma malha de 50 células, de 160 metros, no eixo horizontal E-W; 50 células, de 106 metros, no

Figura 33 Fluxograma da etapa de inversão VOXI.

eixo horizontal N-S; 50 células verticais, de 6 metros e fator de escalonamento vertical de 1,08.

Foram realizadas duas inversões, a primeira delas sem a inclusão de vínculos (constraints) geológicos/geofísicos especí cos, somente com a regularização de Tikhonov inerente ao método de inversão VOXI. A segunda inversão utilizou os modelos diretos (Figuras 37 e 38) para geração de um modelo tridimensional simpli cado (Figura 35), sem a presença das rochas vulcânicas e lateralmente extrapolado, utilizado como vínculo de modelo inicial (starting model) e de referência (parameter reference model), além de vínculos restringindo as densidades, podendo variar entre 1,2 e 3,5 g/cm^3.

Figura 34 Mapa de localização dos modelos gravimétricos e seus vínculos, como poços perfurados, linhas sísmicas, linhas tomográ cas e área utilizada na inversão gravimétrica.

Figura 35 Modelo simpli cado utilizado como vínculo para a inversão.

5 Resultados

A seguir são apresentados os principais resultados e suas respectivas interpretações. Os resultados encontrados corroboram parcialmente com o modelo teórico, da Bacia de Volta Redonda, baseado em dados de superfície, atualizando os modelos estruturais da mesma e ampliando o campo para pesquisas relacionadas a área de estudo ou regiões correlatas.

A Figura 36A, apresenta o mapa de anomalia Bouguer completa, onde as cores escuras apontam para regiões de menores densidades. Consequentemente, numa bacia sedimentar as regiões de menores densidades estão relacionadas a uma maior espessura sedimentar. Entretanto, o sinal potencial também sofre in uência de fontes profundas e/ou laterais, sendo necessário uma separação regional-residual para uma melhor interpretação, levando em conta a dimensão reduzida da área de estudo.

Para entender melhor a anomalia gravimétrica na área de estudo foi gerado o mapa de anomalia Bouguer residual (Figura 36C), através da subtração do campo da anomalia Bouguer regional (Figura 36B) em relação a anomalia Bouguer completa (Figura 36A).

No mapa de anomalia Bouguer residual (Figura 36C), foram observadas variações de densidade em subsuperfície considerando somente fontes relativamente rasas, de interesse deste estudo. O mapa da anomalia Bouguer residual apresenta uma estruturação semelhante ao mapa de anomalia Bouguer completa (Figura 36A), onde pode-se notar que a região com anomalias mais negativas na parte oeste, provavelmente relacionadas com o principal depocentro do gráben.

O mapa apresenta também que as anomalias menores, marcadas pelas cores em tons azulados, compartimentam o gráben em três áreas separadas por estruturas NW-SE e NE-SW, além de um gradiente entre os valores maiores em vermelho e menores em azul, mais abrupto na borda sul do gráben, indicando ser a falha de borda.

A Figura 37 mostra um dos resultados da modelagem direta, um per l S-N localizado conforme Figura 34, para auxiliar a modelagem, foi integrado, devido a proximidade, a linha sísmica T02 e a profundidade de embasamento pelo poço P1 (realizado pela UFRJ e ainda não publicado). O triangulo mostra a projeção do poço P1 na linha modelada, com aproximadamente 50 metros de profundidade até o embasamento. O resultado aponta para um modelo de gráben suave, com a borda de falha ao sul e o depocentro próximo a região central. Foi utilizado densidades de 1,90 g=cm^3 para o sedimento em amarelo, 2,67 g=cm^3 para o embasamento em cinza e 2,90 g=cm^3 para rochas vulcânicas em vermelho. Além de geologicamente factível, o modelo apresenta uma margem de erro de 0,165 mGal.

Figura 36 Mosaico de anomalia Bouguer. (A) Mapa de anomalia Bouguer completa. (B) Mapa de anomalia Bouguer regional. (C) Mapa de anomalia Bouguer residual

Figura 37 Modelo direto gravimétrico T02, com sedimentos em amarelo (1,90 g=cm^3), embasamento em cinza (2,67 g=cm^3) e rocha vulcânica em vermelho (2,90 g=cm^3). O triangulo mostra a projeção do poço próximo do modelo e utilizado para reduzir a ambiguidade.

O outro modelo direto (Figura 38) foi realizado em um per l E-W, na mesma região da linha sísmica T4000 e poço P2, conforme mostra a Figura 34. O poço P2 (não publicado até nalização deste trabalho), da UFRJ, marcado em triangulo no modelo aponta para a presença de rochas vulcânicas a aproximadamente 140 metros de profundidade e o embasamento a 153 metros de profundidade. As densidades utilizadas nesse modelo também foram de 1,90 g=cm^3 para o sedimento em amarelo, 2,67 g=cmpara o embasamento em cinza e para rocha vulcânica em vermelho foi utilizado a densidade de 2,90 g=cm^3, possuindo um erro matemático de apenas 0,008 mGal. Esse modelo (Figura 38) também se mostra geologicamente factível com a interpretação da sísmica e profundidades do poço, onde uma camada de rocha vulcânica logo acima do embasamento é presente na região, possivelmente relacionada a abertura do gráben.

Figura 38 Modelo direto gravimétrico T4000, com sedimentos em amarelo (1,90 g=cm^3), embasamento em cinza (2,67 g=cm^3) e rocha vulcânica em vermelho (2,90 g=cm^3). O triangulo mostra a projeção do poço próximo do modelo e utilizado para reduzir a ambiguidade.

Após o processamento e a modelagem direta, os próximos resultados foram referentes as inversões VOXI. A primeira inversão, realizada sem vínculos, mostrando as densidades

entre 1,30 e 2,00 g/cm^3 (sendo 1,90 g/cm^3 a densidade estimada para os sedimentos na área de estudo) obtemos a distribuição apresentada na Figura 39.

Na inversão sem vínculos (Figura 39) nota-se uma distribuição sedimentar esparsa e de pouco volume, não condizente com o conhecimento geológico da área e os demais resultados geofísicos apresentados nesse trabalho.

Figura 39 Resultado da inversão sem vínculos, apresentando a distribuição de densidades entre 1,30 e 2,00 g/cm^3.

O resultado da inversão com vínculos é apresentada na Figura 40, também mostrando regiões com densidades entre 1,30 e 2,00 g/cm^3. Essa inversão já possui um resultado mais concordante com as interpretações anteriores, possuindo por exemplo o depocentro na mesma região dos outros resultados deste trabalho. A distribuição sedimentar ocorre por toda área da inversão, sendo que uma na camada superior possui sedimentos menos densos (aproximadamente 1,30 g/cm^3), enquanto que as regiões mais profundas possuem densidade próximas a 2,00 g/cm^3. O região do principal depocentro do gráben é visível

nesse resultado, entretanto possuindo até 230 metros de profundidade, enquanto a região dos outros dois depocentros não apresentam mais que 60 metros de espessura sedimentar.

Figura 40 Resultado da inversão com vínculos, apresentando a distribuição de densidades entre 1,30 e 2,00 g/cm^3.

6 Discussões

Ao analisar os resultados obtidos pelos métodos aplicados na região de estudo, foram observados tópicos de interesse do trabalho e com a integração dos dados foi possível aprofundar as discussões à respeito destes assuntos. Foram encontradas semelhanças relacionadas ao formato do gráben em diversos modelos de autores distintos. Outro tópico discutido é a semelhança de altos estruturais na área de estudo e em outras bacias do segmento central do RCSB, destacados pelos mapas gravimétricos.

6.1 Formato do gráben

O modelo conceitual de Negrão (2014), de um hemigráben com a falha de borda a sul e inversão da bacia separando-a em diversas áreas e grabens distintos, muito se assemelha com a interpretação dos resultados geofísicos obtidos nesse projeto. Na Figura 41-A é apresentado um recorte do modelo conceitual do Gráben de Casa de Pedra.

O modelo físico analógico de Ribeiro (2018) (Figura 41-B) possui uma forte seme-lhança estrutural com o modelo conceitual, mesmo utilizando somente duas das quatro fases tectônicas identi cadas na Bacia de Volta Redonda. Esse resultado corrobora com o modelo conceitual nos quesitos de formato e também reforçam a ideia de que as duas primeiras fases tectônicas descritas por Riccomini (1989) foram as de maior importância para o desenvolvimento da bacia.

No modelo direto de gravimetria (Figura 41-C), obteve-se um resultado com um baixo erro matemático e que se assemelha parcialmente ao modelo conceitual para a bacia. Nesse modelo a falha de borda é menos acentuada e o depocentro é um pouco mais ao norte. A diminuição da espessura sedimentar ao norte também ocorre de maneira escalonada. A presença de possíveis vulcânicas parecem não afetar fortemente o sinal gravimétrico, possivelmente devido a espessura e continuidade lateral da rocha vulcânica e a resolução espacial da aquisição gravimétrica na região.

A sísmica de re exão da linha 02 (Figura 41-D), de (CAMPOS, 2019), assim como os outros modelos, também possui a falha de borda a sul, porém mais suave (semelhante ao modelo gravimétrico), a presença de vulcânicas no meio dos sedimentos, alguns horst e grabens internos resultante das sucessivas reativações e com a região de depocentro um pouco mais ao norte do que estimado pelo modelo conceitual.

Na tomogra a de refração da linha 02 (Figura 41-E), de Carbonesi (2018), é possível identi car uma mudança abrupta de velocidade na parte sul, possivelmente relacionada à falha de borda. A partir da parte central em direção a parte norte a variação de velocidade

Figura 41 Mosaico da discussão sobre o formato do gráben. (A) Modelo conceitual do Gráben de Casa de Pedra, proposto por Negrão (2014). (B) Modelo físico analógico de uma bacia sedimentar que sofreu, em escala, os eventos tectônicos de extensão (E1) e transcorrência sinistral (TS) do RCSB, propostos por Riccomini (1989) (RIBEIRO, 2018). (C) Modelo direto de gravimetria utilizando densidades de 1,9 g=cm^3 para sedimentos e 2,67 g=cm^3 para embasamento e 2,90 g=cm^3 para rocha vulcânica. (D) Sísmica de re exão da linha 02 interpretada (modi cado de Campos (2019).). (E) Tomogra a de refração da linha 02 (CARBONESI, 2018). (F) Per l da inversão com vínculo realizada neste trabalho com sedimentos variando de 1,3 g=cm^3 a 2,0 g=cm^3.

é mais suave e está alinhada com a subida do embasamento em todos os resultados apresentados no mosaico da Figura 41.

Selecionando um per l da inversão gravimétrica com vínculo (Figura 41-F), localizado próximo ao per l modelado, é possível notar semelhança com os demais resultados, principalmente a sísmica de re exão e o modelo gravimétrico. Borda mais abrupta ao sul, depocentro mais próximo a região central.

6.2 Depocentro do gráben

O mapa gravimétrico de anomalia Bouguer residual do Gráben de Casa de Pedra aponta três regiões distintas com anomalias mais negativas (Figura 42), interpretadas como depocentros do gráben e separadas por estruturas basais NW-SE e NE-SW, sendo o principal desses depocentros localizado na parte oeste. A direção NW-SE e NE-SW também é predominante nos lineamentos (Figura 42) interpretados por David (2019) que tem provável origem nas reativações de falhas e fraturas das fases transcorrentes (TE e TD) propostas por Riccomini (1989).

Figura 42 Mapa da Anomalia Bouguer Residual com a sobreposição dos lineamentos marcados por David (2019).