



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE BACHARELADO EM GEOFÍSICA

THÁBATA BRAGUTTI LIMA DAVID

**INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS, ADQUIRIDOS  
NA REGIÃO DO GRÁBEN DE CASA DE PEDRA, BACIA DE VOLTA REDONDA,  
ESTADO DO RIO DE JANEIRO.**

Niterói  
2019

THÁBATA BRAGUTTI LIMA DAVID

**INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS, ADQUIRIDOS  
NA REGIÃO GRÁBEN DE CASA DE PEDRA, BACIA DE VOLTA REDONDA,  
ESTADO DO RIO DE JANEIRO.**

Monografia apresentada ao curso de Bacharelado em Geofísica, como requisito parcial para a obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Orientador:  
Prof. Dr. Antônio Fernando Menezes Freire

Coorientador:  
Prof. Dr. Marco Antônio Cetale Santos

Niterói  
2019

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

L732i Lima david, Thábata Bragutti  
Integração de Dados Geológicos e Geofísicos Adquiridos  
na Região do Gráben de Casa de Pedra, Bacia de Volta  
Redonda, Estado do Rio de Janeiro / Thábata Bragutti Lima  
david ; Antônio Fernando Menezes Freire, orientador ; Marco  
Antônio Cetale Santos, coorientador. Niterói, 2019.  
88 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica)-  
Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências,  
Niterói, 2019.

1. Sísmica de Reflexão Multicanal. 2. Gravimetria  
Terrestre. 3. Integração Geológica e Geofísica. 4.  
Lineamentos Estruturais. 5. Produção intelectual. I.  
Fernando Menezes Freire, Antônio, orientador. II. Cetale  
Santos, Marco Antônio, coorientador. III. Universidade  
Federal Fluminense. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDD -

THÁBATA BRAGUTTI LIMA DAVID

**INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS ADQUIRIDOS  
NA REGIÃO DO GRÁBEN DE CASA DE PEDRA, BACIA DE VOLTA REDONDA,  
ESTADO DO RIO DE JANEIRO**

Monografia apresentada ao curso de Bacharelado em Geofísica, como requisito parcial para a obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Aprovada em 04 de julho de 2019.

**BANCA EXAMINADORA**

---

**Prof. Dr. Antônio Fernando Menezes Freire**  
Orientador  
Universidade Federal Fluminense

---

**Prof. Dr. Marco Antônio Cetale Santos**  
Coorientador  
Universidade Federal Fluminense

---

**Ms. Guilherme Henrique Lenz**  
Convidado  
Universidade Federal Fluminense

Niterói  
2019

## RESUMO

A integração de informações geológicas e geofísicas, adquiridas na região do Gráben de Casa de Pedra, localizado na bacia de Volta Redonda, no sul do Estado do Rio de Janeiro, resulta em uma melhor compreensão do arcabouço tectonossedimentar desta bacia. O Gráben de Casa de Pedra faz parte do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), importante feição tectônica presente nos estados do Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro. Este estudo teve como principal foco realizar uma compilação de trabalhos anteriores, além da geração de diversos mapas, através do software Oasis montaj da plataforma Geosoft, de modo a auxiliar a interpretação e a integração dos diversos dados geológicos e geofísicos da região estudada. Além disso, foi realizada a interpretação preliminar de uma seção sísmica 2D adquirida na região. O estudo da área da Bacia de Volta Redonda, composto por aquisição gravimétrica e de sísmica multicanal, além do processamento desses dados, está sendo realizado pelo Grupo de Inversão Sísmica e Imageamento Sísmico (GISIS), lotado no Departamento de Geologia e Geofísica (GGO) do Instituto de Geociências (EGG) da Universidade Federal Fluminense. As interpretações sismoestratigráfica e gravimétrica dos dados completam o acervo de informações a serem integradas, possibilitando um maior entendimento dos aspectos litológicos, estruturais e históricos desse gráben que corresponde ao depocentro do Paleógeno mais relevante de toda a bacia de Volta Redonda.

**Palavras-chave:** Bacia de Volta Redonda; Gráben de Casa de Pedra; Lineamentos Estruturais; Sísmica de Reflexão Multicanal; Gravimetria Terrestre; Integração Geológica e Geofísica.

## ABSTRACT

The integration of geological and geophysical information, acquired in the region of Casa de Pedra Graben, located in Volta Redonda Basin, in the south of the State of Rio de Janeiro, results in a better understanding of the tectonosedimentary framework of this basin. The Casa de Pedra Graben is part of the Continental Rift of Southeastern Brazil (CRSB), important tectonic feature present in the states of Paraná, São Paulo and Rio de Janeiro. This study had as main focus a compilation of previous works, besides the generation of several maps, through Oasis montaj software from the Geosoft platform, in order to help the interpretation and the integration of the different geological and geophysical data of the studied region. In addition, the preliminary interpretation of a 2D seismic section acquired in the region was performed. The study of the area of Volta Redonda Basin, composed of gravimetric and multichannel seismic acquisition, besides the data processing, is being carried out by the Seismic Inversion and Seismic Imaging Group (GISIS), crowded in the Geology and Geophysics Department (GGO) of the Geosciences Institute (EGG) of the Federal Fluminense University. The seismostratigraphic and gravimetric interpretations of the data complete the collection of information to be integrated, allowing a greater understanding of the lithological, structural and historical aspects of this graben, which corresponds to the most relevant Paleogene depocenter of the CRSB.

**Keywords:** Volta Redonda Basin; Casa de Pedra Graben; Structural Lineaments; Multichannel Reflection Seismic; Land Gravimetry; Geological and Geophysical Integration.

## ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1** – Mapa geológico da região das bacias de Resende e Volta Redonda, mostrando parte do conjunto denominado Riftes Continentais do Sudeste Brasileiro (RCSB). Fontes: Modificado de Heilbron et al. (2004), Sanson (2006). ..... 20
- Figura 2** – Localização das principais áreas de acúmulo sedimentar da Bacia de Volta Redonda e suas vias de acesso, dentre elas o Gráben de Casa de Pedra, foco do estudo do presente trabalho. Fonte: Modificado de Sanson (2006). ..... 21
- Figura 3** – Contexto geológico regional do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) – 1) embasamento pré-cambriano; 2) rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da Formação Serra Geral; 4) rochas relacionadas ao magmatismo alcalino mesozóico-cenozóico; 5) bacias cenozóicas do rift (1- Bacia de Itaboraí, 2- Gráben de Barra de São João, 3- Bacia do Macacu, 4- Bacia de Volta Redonda, 5- Bacia de Resende, 6- Bacia de Taubaté, 7- Bacia de São Paulo, 8- Gráben de Sete Barras, 9- Formação Pariqüera-Açu, 10- Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba, 11- Bacia de Curitiba, 12- Gráben de Cananéia); 6) zonas de cisalhamento pré-cambrianas, em parte reativadas durante o Mesozóico e Cenozóico. Fontes: Riccomini et al. (2004). ..... 22
- Figura 4** – Mapa geológico do cenozoico da região da Bacia de Volta Redonda, apontando os domínios definidos por Negrão (2015), além dos principais sistemas de falhas responsáveis pela geração e deformação deste setor do RCSB. Fonte: Negrão et al. (2015). ..... 24
- Figura 5** – Coluna estratigráfica da Bacia de Volta Redonda e fases tectônicas reconhecidas, confrontadas com a subdivisão do registro deposicional do Paleógeno em tectonossequências e seus intervalos tectonodeposicionais. Fonte: Sanson (2006). ..... 26
- Figura 6** – Carta estratigráfica da Bacia de Volta Redonda com adição de perfil fisiográfico regional e caracterização das unidades litoestratigráfica em tectonossequências. Fontes: Modificada por Negrão et al., 2015 a partir de Sanson, 2006). ..... 27
- Figura 7** – Seções geológicas compostas pelas áreas do gráben de Casa de Pedra, área de Jardim Amália, gráben da Usina e área de Belmonte. (A) Seção interpretativa do Estágio Rife, apresentando uma bacia totalmente preenchida e com geometria geral em hemi-grábens, com sistemas de falhas sintéticas mergulhando para NW. (B) Seção esquemática expõe a configuração atual da região da bacia segundo Negrão et al. (2015), onde é possível notar, na região definida como gráben da Usina, uma inversão parcial de depocentros do Paleógeno

juntamente com uma inversão topográfica relativa na área de Jardim Amália. Fonte: Negrão et al. (2015). .....	29
<b>Figura 8</b> – Mapa geológico das unidades cenozoicas sobre modelos digitais de elevação, enfatizando as principais morfoestruturas controladoras do registro paleogênico e quaternário. Além disso, é possível observar a demarcação da localização das seções geológicas discutidas por Negrão et al. (2015), na Figura 7. Fonte: Negrão et al. (2015). .....	30
<b>Figura 9</b> – Representação esquemática das diferentes estruturas de um rifte. É representada uma estrutura clássica de um gráben simétrico com um bloco abatido limitado por falhas normais. Fonte: Modificado de Summerfield (1991). .....	32
<b>Figura 10</b> – Figura esquemática caracterizando um hemi-gráben, possibilitando analisar a falha normal com plano de curva falhado, onde o mergulho diminui com a profundidade, desencadeando a rotação do bloco que sofreu subsidência. Fonte: página virtual da Earth Sciences E-Learning. ....	33
<b>Figura 11</b> – Ilustração esquemática evidenciando a diferença entre horst (A), gráben simétrico (B) e hemi-gráben (ou gráben assimétrico) (C), com presença de falhas sintéticas e antitéticas (caimento no mesmo sentido ou oposto à movimentação, respectivamente). Fonte: Fossen (2012). .....	34
<b>Figura 12</b> – Compartimentação do hemi-gráben; o <i>footwall</i> é o bloco ascendente em relação ao <i>hangingwall</i> , que corresponde ao bloco descendente. Fonte: Modificado de Davis (1984). ....	35
<b>Figura 13</b> – Falhas de rejeito direcional puro não causam deslocamento de camadas (A) verticais ou horizontais, ou (B) paralelas em direção à falha. O sentido de movimento exemplificado na figura é sinistral, ou seja, movimento é lateral esquerdo. Fonte: Fossen (2012). .....	36
<b>Figura 14</b> – Esquema de uma falha de transferência, comuns em riftes. São falhas de rejeito direcional que podem conectar hemi-grábens de polaridade oposta. Fonte: Fossen (2012). ....	37
<b>Figura 15</b> – A transpressão corresponde a uma faixa de combinações de rejeito direcional e deformação coaxial envolvendo encurtamento perpendicular à zona, e a transtração engloba combinações de rejeito direcional e estiramento perpendicular, conforme é esquematizado na figura acima. Fonte: Fossen (2012). .....	38
<b>Figura 16</b> – Modelo de inversão segundo Williams et al. (1989): (1) Representa o estágio pré-inversão e (2) a reativação da falha normal de regime distensivo em inversa de regime compressivo. (A) trata-se de uma sequência pré-rifte, (B) trata-se de uma sequência sin-rifte e (C) de uma sequência pós-rifte. ....	39

<b>Figura 17</b> – Funcionamento de um levantamento terrestre de sismica de reflexão multicanal. (1) Emissão de energia acústica controlada de uma fonte sísmica, originado de um vibrador sísmico; (2) A energia sísmica é transmitida para a Terra e refletida a partir dos limites geológicos – camadas; (3) A energia refletida é detectada por geofones; (4) Sistemas de aquisição registram e processam os dados. Fonte: página virtual da Sercel. ....	41
<b>Figura 18</b> – Modelo convolutivo do traço sísmico de reflexão, mostrando o traço como a saída convolvida de uma função refletividade com um pulso de entrada, e as relações entre a função refletividade e as propriedades físicas das camadas geológicas. Fonte: Kearey et al., (2009).	42
<b>Figura 19</b> – Modelos matemáticos para a superfície terrestre, dentre eles o “elipsóide” de Newton e o “geóide” de Gauss. Fonte: Rosa (2004). ....	44
<b>Figura 20</b> – (A) Modelo evidenciando a variação na velocidade angular com a latitude ao redor da Terra representada pelos vetores de comprimentos proporcionais ao seu valor. (B) Representação exagerada da forma da Terra para evidenciar a diferença dos raios equatorial e polar. Fonte: Kearey et al., (2009). ....	45
<b>Figura 21</b> – A correção de ar livre de uma observação situada a uma altura $h$ acima do datum. Fonte: Kearey et al., (2009). ....	46
<b>Figura 22</b> – Modelo evidenciando a correção Bouguer, sendo a região destacada correspondente a uma placa de rocha de espessura $h$ estendendo-se ao infinito em ambas as direções horizontais. Fonte: Kearey et al., (2009). ....	47
<b>Figura 23</b> – Modelo esquemático da sobrecorreção realizada por Bouguer no terreno. A região A faz parte da área corrigida por Bouguer, embora não consista de rocha. Fonte: Kearey et al., (2009). ....	48
<b>Figura 24</b> – Imagem de satélite gerada através do software Oasis Montaj, mostrando a localização das aquisições sísmica e gravimétrica sob a Rodovia do Contorno, cidade de Volta Redonda. ....	54
<b>Figura 25</b> – Mapa da Geologia Local, utilizado para a demarcação geográfica do Gráben de Casa de Pedra. Fonte: Modificado de Negrão (2014). ....	58
<b>Figura 26</b> – Imagem de Satélite da Região, contextualizando geograficamente o ambiente em que a área de estudo está inserida. ....	60
<b>Figura 27</b> – Mapa de Acessos Urbanos, utilizado para o planejamento dos acessos disponíveis para a realização de futuras aquisições. ....	62
<b>Figura 28</b> – Mapa de Elevação de Terreno, utilizado para o mapeamento de cristas topográficas e drenagens da região do Gráben de Casa de Pedra. ....	64

<b>Figura 29</b> – Mapa de Cristas e Drenagens, utilizado para a interpretação dos lineamentos através da relação entre altos e baixos de relevo. ....	66
<b>Figura 30</b> – Mapa de Lineamentos, fundamental para a análise de fraturamentos e da compartimentação estrutural da área.....	68
<b>Figura 31</b> – Mapa Gravimétrico, fundamental para a correlação entre as informações gravimétricas e sísmicas do projeto. ....	70
<b>Figura 32</b> – Seção sísmica em tempo empilhada adquirida na região do Gráben de Casa de Pedra, próximo ao seu depocentro. Perfil de aproximadamente 3200 metros de comprimento e aquisição de orientação S-N, iniciada no ponto A e finalizada em B, conforme é possível observar, demarcado em vermelho, no mapa em miniatura, visível também na Figura 24.....	72
<b>Figura 33</b> – Seção sísmica em tempo duplo empilhada, interpretada através do software Inkscape, sugerindo o mapeamento da superfície quaternária (em amarelo), embasamento pré-cambriano (em vermelho) e falhas (em preto) que penetram na seção sedimentar. Notar uma possível geometria em hemi-gráben do embasamento, de elevação gradativamente crescente nas suas bordas, sendo mais acentuado em sua porção sul, e a aparente presença de estruturas em flor. ....	73
<b>Figura 34</b> – Correlação entre os dados processados de sísmica e de gravimetria adquiridos na mesma região. É possível observar uma anomalia gravimétrica negativa em sua porção central, valor que aumenta gradativamente conforme a borda é alcançada, evidenciando uma semelhança entre a informação gravimétrica e sísmica. Os pontos A e B demarcados representam a direção da aquisição realizada, que pode ser observada em mapa na Figura 24, onde B está ao Norte e A ao Sul. ....	74
<b>Figura 35</b> – Mapa da Geologia Local (Fig. 25), proposto por Negrão et al. (2015), sobreposto ao Mapa de Elevação de Terreno (Fig. 28), com o intuito de correlacionar suas informações. É possível observar que os baixos topográficos são concordantes com os depósitos aluviais e os altos topográficos coincidentes com as unidades litoestratigráficas da Formação Resende e da Formação Pinheiral. ....	76
<b>Figura 36</b> – Ilustração de como foi gerada a interpretação dos lineamentos, através dos alinhamentos dos altos topográficos das cristas e baixos topográficos das drenagens. É evidente uma maior densidade dos lineamentos de direção preferencial NW-SE e subsequente NE-SW, no embasamento cristalino aflorado e na cobertura sedimentar. ....	78
<b>Figura 37</b> – Análise de altos de cristas, baixos de drenagens e a interpretação a partir destes lineamentos estruturais, dispostos sobre o Mapa de Anomalia Bouguer, de modo a evidenciar	

uma zona de anomalia gravimétrica mais negativa correspondente a um alto estrutural de topo de crista. .... 80

**Figura 38** – Mapa geológico das unidades cenozóicas sobre modelos digitais de elevação proposto por Negrão et al. (2015) e a indicação das áreas onde foram apresentadas seções geológicas pelo autor e onde ocorreu a linha sísmica adquirida pelo grupo GISIS, com o objetivo de comparar lateralmente ambos os resultados. .... 82

**Figura 39** – Correlação entre o modelo geológico composto por Negrão et al. (2015) para a área do Gráben de Casa de Pedra e a sugestão da interpretação sísmica realizada no presente estudo para a mesma área, mas de localização lateralmente deslocada e de direções paralelas. É possível analisar através da divisão em zonas algumas semelhanças e diferenças entre ambos os resultados. .... 83

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1</b> – Tabela de intervalos de densidade aproximados das principais rochas sedimentares encontradas em uma bacia (modificado de Kearey et al., 2009).....	51
<b>Tabela 2</b> – Coordenadas dos pontos que definem a localização da linha sísmica estudada....	71

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ASI	Agência Espacial Italiana
BC	Bouguer Correction
CBERS	Satélite Sino-Brasileiro de Recursos Terrestres
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
DGPS	Differential Global Positioning System
DLR	(Agência Espacial Alemã)
EC	Eötvös Correction
FAC	Free-Air Correction
GISIS	Grupo de Inversão Sísmica e Imageamento Sísmico
GNSS	Global Navigation Satellite System
GPS	Global Positioning System

GU	Gravity Unity
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IGSN	International Gravity Standardisation Network
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NIMA	National Imagery and Mapping Agency
PEG	Propelled Energy Generator
RCSB	Rifte Continental do Sudeste do Brasil
SGB	Sistema Geodésico Brasileiro
SHP	Shapefile
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SIRGAS	Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas
SPS	Shell Processing Support

SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
TC	Terrain Correction
UFF	Universidade Federal Fluminense
UFRJ	Universidade Federal do Rio de Janeiro

## SUMÁRIO

RESUMO .....	3
ABSTRACT .....	6
1. INTRODUÇÃO .....	18
1.1. OBJETIVOS .....	19
1.2. ÁREA DE ESTUDO .....	20
1.2.1. Geologia Regional .....	21
1.2.2. Estratigrafia .....	24
1.2.3. Tectonismo .....	27
1.3. BASE TEÓRICA .....	31
1.3.1. Conceitos Geológicos .....	31
1.3.1.1. Riftes e Estruturas Associadas .....	31
1.3.1.2. Zonas de Falhas Transcorrentes .....	35
1.3.1.3. Inversão Tectônica de Bacias Sedimentares .....	38
1.3.2. Métodos Geofísicos .....	40
1.3.2.1. Sísmica de Reflexão Multicanal Terrestre .....	40
1.3.3. Gravimetria Terrestre .....	43
1.3.3.1. Correção de Latitude .....	44
1.3.3.2. Correção de Ar Livre .....	46
1.3.3.3. Correção de Bouguer .....	47
1.3.3.4. Correção de Terreno .....	48
1.3.3.5. Correção Isostática .....	49
1.3.3.6. Correção de Maré .....	49
1.3.3.7. Correção de Eötvös .....	50
1.3.3.8. Anomalia Gravimétrica .....	51
2. METODOLOGIA .....	52
2.1. AQUISIÇÃO SÍSMICA .....	53
2.2. AQUISIÇÃO GRAVIMÉTRICA .....	54
2.3. GERAÇÃO DE MAPAS .....	55
3. RESULTADOS .....	57

3.1. MAPAS .....	57
3.1.1. Mapa da Geologia Local .....	57
3.1.2. Imagem de Satélite da Região .....	59
3.1.3. Mapa de Acessos Urbanos .....	61
3.1.4. Mapa de Elevação de Terreno .....	63
3.1.5. Mapa de Cristas e Drenagens .....	65
3.1.6. Mapa de Lineamentos .....	67
3.1.7. Mapa Gravimétrico .....	69
4. DISCUSSÃO .....	71
4.1. INTEGRAÇÃO GEOFÍSICA .....	71
4.2. INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA .....	76
5. CONCLUSÃO .....	84
6. REFERÊNCIAS .....	85

## 1. INTRODUÇÃO

Os primeiros trabalhos de mapeamento da bacia de Volta Redonda foram elaborados por Amador & Castro (1976), investigando o seu preenchimento. Posteriormente, Melo *et al.* (1983) publicaram um mapa geológico mais completo. De acordo com esses autores, juntamente com Riccomini (1989), a bacia apresentaria duas áreas de principal acúmulo sedimentar do Paleógeno, sendo a mais importante definida como Gráben de Casa de Pedra. Sanson *et al.* (2006), através de levantamentos na região da bacia, reconheceram e mapearam três unidades sedimentares do Paleógeno, constituídas pelas formações Ribeirão dos Quatis, Resende e Pinheiral. Negrão (2014) deu continuidade a esses estudos através de análises estruturais, investigando a evolução tectônica cenozóica e propondo um novo mapa de suas ocorrências, a partir da análise de modelos digitais de elevação, imagens de satélite e de levantamentos de campo. Dessa forma, foi possível identificar outras duas importantes áreas de acúmulo sedimentar durante o Paleógeno, definidas como Gráben de Dorândia e Gráben de Colônia de Santo Antônio. Suas semelhanças sedimentares com as regiões documentadas em trabalhos anteriores permitiram relacionar geneticamente tais regiões com a evolução da Bacia de Volta Redonda.

Os dados de subsuperfície, disponíveis para a região, foram elaborados inicialmente por Padilha e Vitorello (1992), através de levantamentos audiomagnetotelúricos no Gráben de Casa de Pedra, indicando uma espessura de preenchimento sedimentar máximo de aproximadamente 120 m, relacionados à Formação Resende. Atualmente, está sendo realizado um projeto, em execução pelo GISIS/UFF, e tem sido realizadas aquisições sísmicas e gravimétricas nesta região, visando a investigação do arcabouço estrutural da bacia de Volta Redonda e seu embasamento. A partir dessa investigação, pretende-se verificar se existe relação mecânica entre o arcabouço estrutural da bacia, gerado a partir de eventos tectônicos de idade Paleógeno ao Recente, com a trama estrutural do embasamento pré-cambriano. Através dos resultados, busca-se obter uma melhor compreensão de como reativações de descontinuidades no embasamento das bacias poderiam controlar o desenvolvimento do arcabouço estrutural das mesmas.

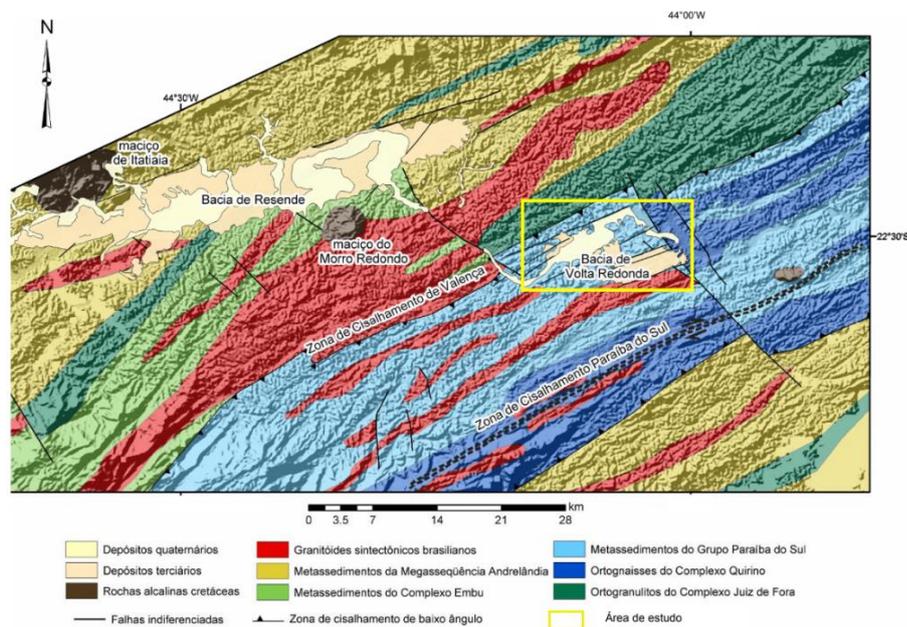
## 1.1. OBJETIVOS

O principal objetivo do presente trabalho é contribuir para o entendimento tectonossedimentar da região do Gráben de Casa de Pedra, através da integração de dados geológicos e geofísicos, adquiridos pelo GISIS e também obtidos da literatura e de bases de dados geológicos e geofísicos, disponibilizados pela CPRM e pela Geosoft.

Este estudo faz parte do projeto do GISIS, intitulado “Investigação Geofísica da Relação Mecânica Entre o Arcabouço Estrutural da Bacia de Volta Redonda e do seu Embasamento e Implicações para Reativações de Estruturas Cronocorrelatas nas Bacias de Santos e Campos”.

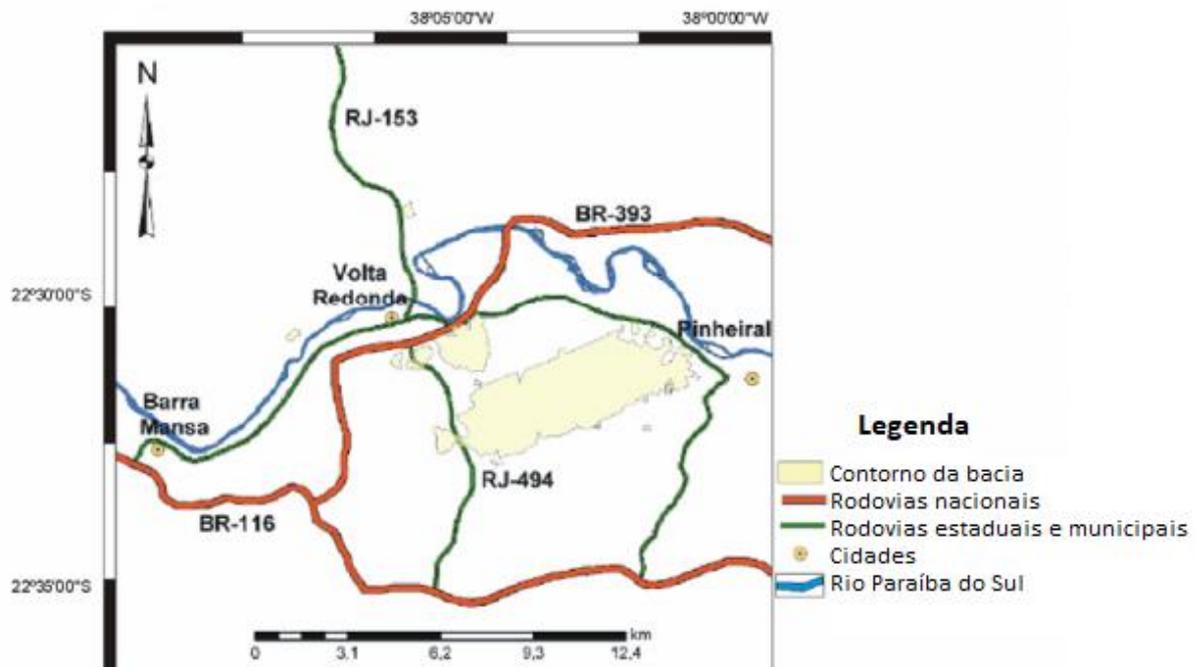
## 1.2. ÁREA DE ESTUDO

A bacia sedimentar de Volta Redonda está localizada no sul do Estado do Rio de Janeiro, na região do médio vale do Rio Paraíba do Sul, entre os municípios de Barra Mansa, Volta Redonda e Pinheiral, limitando-se, aproximadamente, às coordenadas 44°06' e 44°10' W e 22°28' e 22°33' S (Fig. 1). Essa bacia compõe o Segmento Central do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), juntamente com as bacias de São Paulo, Taubaté e Resende, conforme definido por Riccomini (1989).



**Figura 1** – Mapa geológico da região das bacias de Resende e Volta Redonda, mostrando parte do conjunto denominado Riftes Continentais do Sudeste Brasileiro (RCSB). Fontes: Modificado de Heilbron *et al.* (2004), Sanson (2006).

O registro sedimentar da bacia de Volta Redonda ocorre em duas áreas de acúmulo sedimentar. A primeira, distribuída como manchas isoladas em meio ao embasamento pré-cambriano, localizada entre as áreas urbanas de Volta Redonda e Barra Mansa, próximo à calha do Rio Paraíba do Sul (Fig. 1). A segunda e principal área de ocorrência sedimentar corresponde ao Gráben de Casa de Pedra, que consiste em uma depressão tectônica alongada segundo a orientação ENE-WSW, que se estende por 9 km entre a cidade de Volta Redonda e a cidade de Pinheiral, com largura em torno de 3 km (Fig. 2).



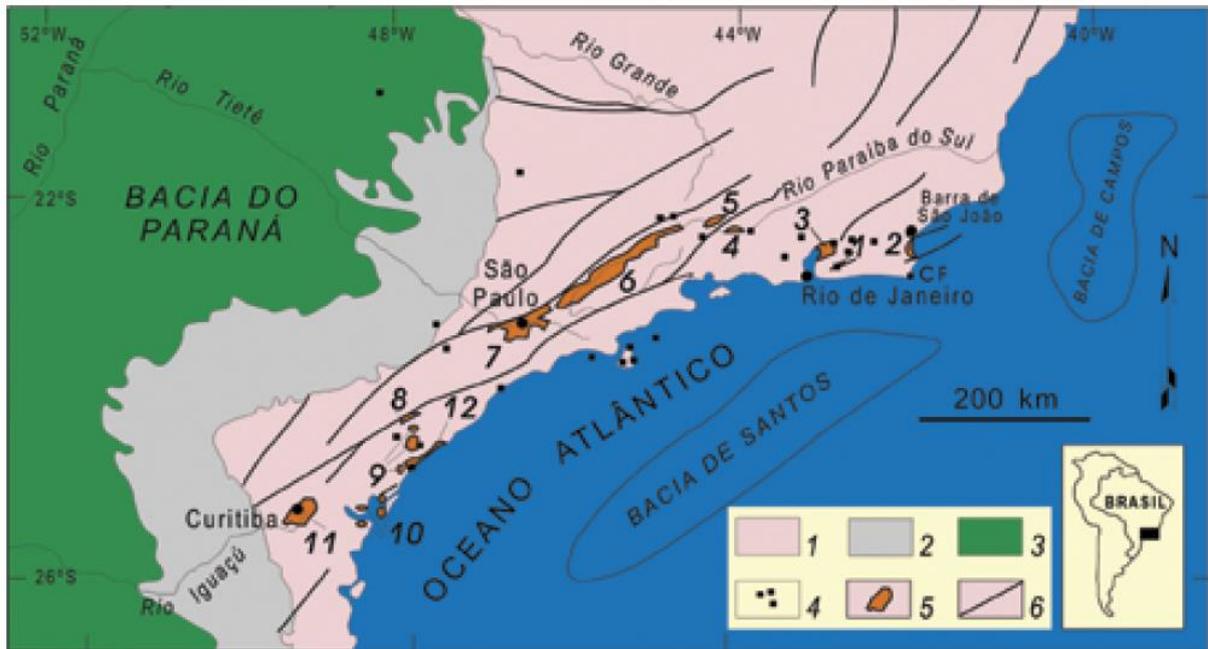
**Figura 2** – Localização das principais áreas de acúmulo sedimentar da Bacia de Volta Redonda e suas vias de acesso, dentre elas o Gráben de Casa de Pedra, foco do estudo do presente trabalho. Fonte: Modificado de Sanson (2006).

A denominação de Gráben de Casa de Pedra surgiu de Melo *et al.* (1983), que compartimentaram o registro do Paleógeno da região de Volta Redonda nessas duas principais áreas sedimentares. Estes autores descreveram, na parte oeste do Gráben de Casa de Pedra, derrames de rochas ultrabásicas alcalinas entre os depósitos do Paleógeno.

### 1.2.1. Geologia Regional

O RCSB consiste numa depressão tectônica alongada com orientação NE-SW, de aproximadamente 900 km de comprimento, com complexo de vales tectônicos, serras e bacias sedimentares de idade Eoceno-Oligoceno (Riccomini, 1989). Estende-se do Paraná ao Rio de

Janeiro, distante aproximadamente 70 km da linha de costa, tendo como limiar as serras do Mar e da Mantiqueira (Riccomini *et al.*, 2004) (Fig.3).



**Figura 3** – Contexto geológico regional do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) – 1) embasamento pré-cambriano; 2) rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da Formação Serra Geral; 4) rochas relacionadas ao magmatismo alcalino mesozóico-cenozóico; 5) bacias cenozóicas do rift (1- Bacia de Itaboraí, 2- Gráben de Barra de São João, 3- Bacia do Macacu, 4- Bacia de Volta Redonda, 5- Bacia de Resende, 6- Bacia de Taubaté, 7- Bacia de São Paulo, 8- Gráben de Sete Barras, 9- Formação Pariqüera-Açu, 10- Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba, 11- Bacia de Curitiba, 12- Gráben de Cananéia); 6) zonas de cisalhamento pré-cambrianas, em parte reativadas durante o Mesozóico e Cenozóico. Fontes: Riccomini *et al.* (2004).

A história evolutiva dessa feição é relacionada ao contexto de ruptura continental e abertura do Atlântico Sul, que foi iniciada no Jurássico Superior/Cretáceo Inferior (Hassui *et al.*, 1978). Segundo Asmus & Ferrari (1978), a subsidência da área oceânica desencadeou no soerguimento da área continental adjacente à bacia de Santos. Esse evento geológico gerou, no Paleógeno, uma reativação tectônica de zonas de fraqueza pré-cambrianas, culminando na formação das serras do Mar e da Mantiqueira e produzindo um grande volume de sedimentos detríticos, além de manifestações de vulcanismo alcalino.

O preenchimento sedimentar desenvolvido durante o Paleógeno nas bacias do segmento central do RCSB é associado, principalmente, a sistemas de leques aluviais e canais fluviais entrelaçados, representados por depósitos conglomeráticos a arenosos intercalados com depósitos de lamitos (Riccomini *et al.*, 2004). Entre estes sedimentos, Melo *et al.* (1983) e Riccomini *et al.* (1983; 2004) reconheceram, na bacia de Volta Redonda, derrames de rocha ultrabásica alcalina, o que diferencia essa bacia das demais bacias do segmento central do RCSB.

O mais relevante dos depocentros dessa bacia, desenvolvidos durante o Paleógeno, corresponde ao Gráben de Casa de Pedra (Melo *et al.*, 1983). Além de conter o registro fluvial mais completo da bacia de Volta Redonda, também inclui em seu preenchimento as únicas manifestações vulcânicas do Eoceno, reconhecidas no segmento central do RCSB.

Negrão *et al.* (2015) propôs novos limites para essa unidade, caracterizando dois depocentros principais com registro sedimentar do Paleógeno, além do Gráben de Casa de Pedra, e dois depocentros com registro aflorante essencialmente do Quaternário, além de diversas ocorrências descontínuas (Fig. 4). Os limites entre estes setores são definidos, principalmente, por complexos sistemas de falhas vinculadas ao estágio Rife e amplamente reativadas por estruturas neotectônicas. À leste e contíguo ao Gráben de Casa de Pedra, encontra-se o Gráben de Dorândia, com preenchimento essencialmente aluvial. A menor feição com registro aluvial do Paleógeno adjacente, é definida como Gráben de Colônia de Santo Antônio. Os grábens, com registro sedimentar aflorante exclusivamente do Quaternário, são definidos ainda como Gráben da Usina, de maior expressão em área, que acomoda a ampla calha sedimentar atual do rio Paraíba do Sul; e Gráben do Rio do Bananal, situado no baixo curso do rio homônimo até a confluência com o Rio Paraíba do Sul.

Definidas inicialmente por Carmo (1996), de oeste para leste, as principais áreas com registros do Paleógeno descontínuos foram definidas como área de Cafundó, área de Belmonte, área do Jardim Amália e área de Vargem Alegre.

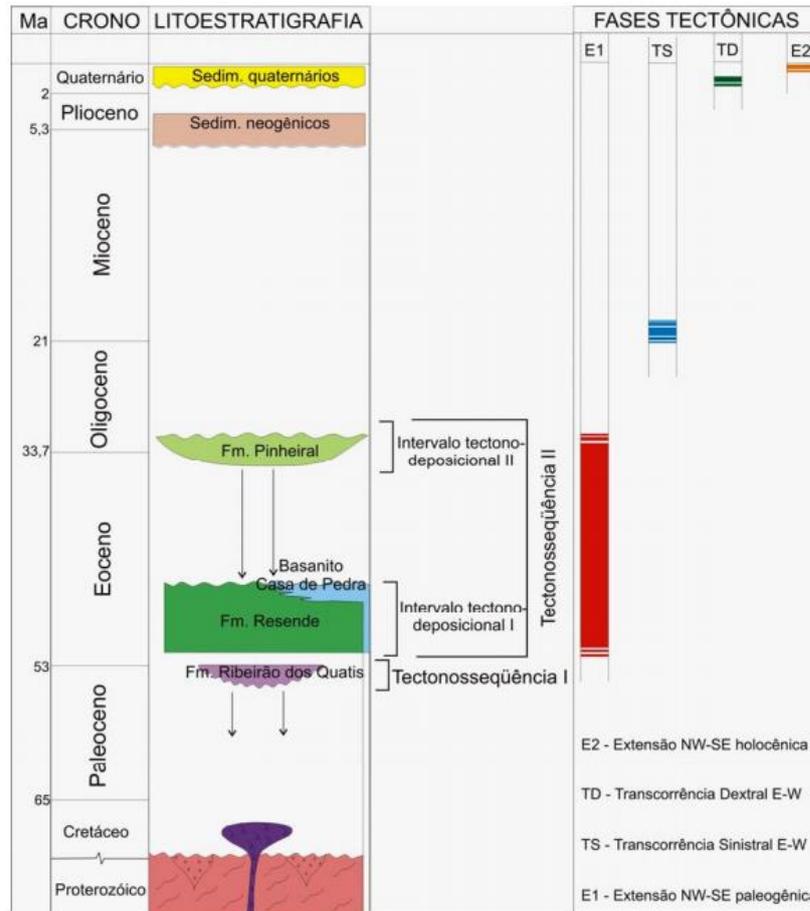


fluxo, enquanto que a fase mais recente é representada por fluxo de detritos com raro retrabalhamento fluvial.

Os trabalhos seguintes foram de Melo *et al.* (1983) e Riccomini (1989), que consideraram não haver características justificadas para a divisão em duas unidades. No entanto, reconheceram similaridades nos depósitos do Paleógeno da Bacia de Volta Redonda com os depósitos da Formação Resende, reunindo-os sob esta denominação.

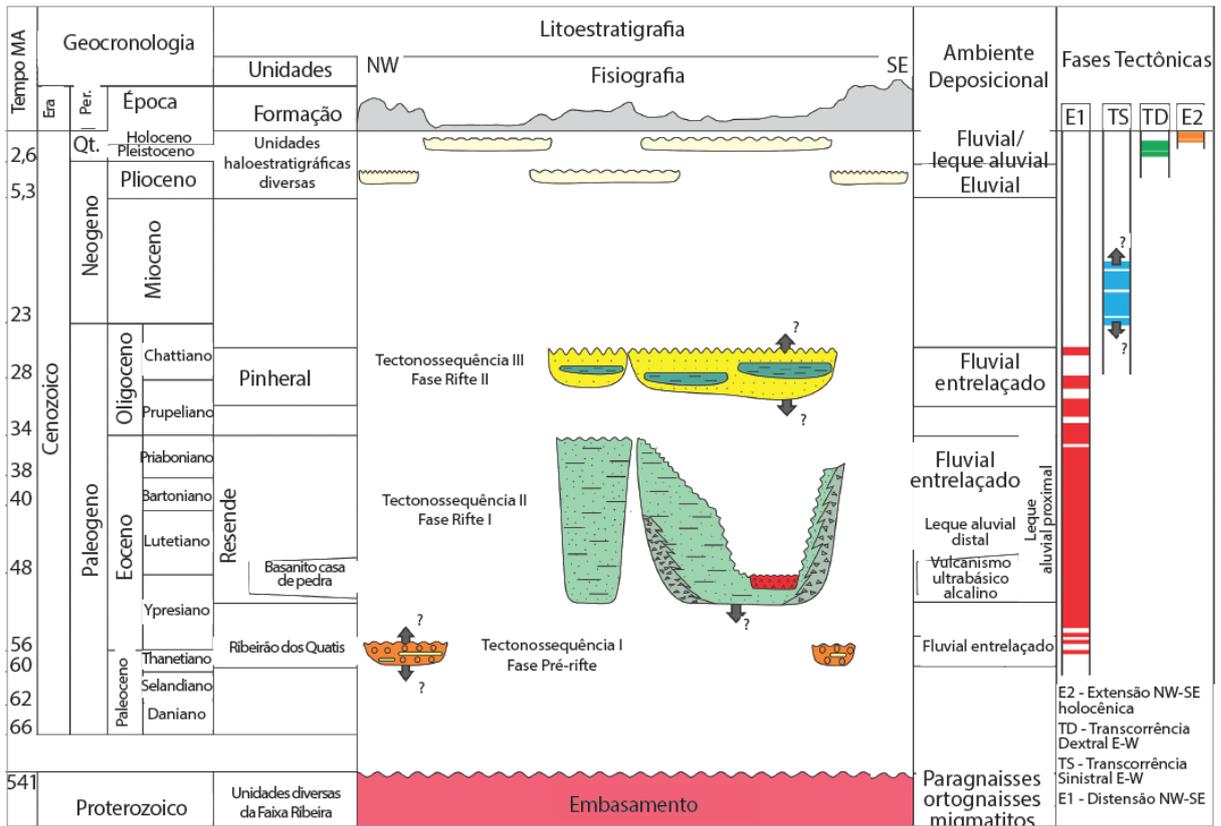
Por fim, Sanson (2006) propôs uma nova coluna estratigráfica para a Bacia de Volta Redonda (Fig. 5), classificando seu registro sedimentar do Paleógeno em: (1) Formação Ribeirão dos Quatis; (2) Formação Resende; (3) Basanito Casa de Pedra; (4) Formação Pinheiral; (5) sedimentos do Neógeno; (6) sedimentos do Quaternário.

Inicialmente, a Formação Ribeirão dos Quatis corresponde ao registro de depósitos típicos de um sistema fluvial entrelaçado conglomerático anterior à fase principal de evolução do RCSB, responsável pela gênese das depressões tectônicas cenozóicas. Em seguida, a Formação Resende designa o principal registro sedimentar identificado na Bacia de Volta Redonda, constituída por estratificações cruzadas relacionadas a um sistema de canais fluviais entrelaçados, como já foi citado anteriormente. Caracterizado inicialmente por Melo *et al.* (1983), o Basanito Casa de Pedra é a feição que consiste em derrames de rocha ultrabásica alcalina e sugere a existência de, ao menos, dois derrames sotopostos. Posterior a essa camada é possível identificar a Formação Pinheiral, que evidencia o registro de depósitos típicos de canais fluviais entrelaçados associados a expressiva sedimentação pelítica em períodos de afogamento do complexo de canais ou enchentes importantes. Sobrepondo essa camada são observados sedimentos do Neógeno, caracterizados por depósitos areno-argilosos, mal selecionados, com grânulos e seixos de quartzo dispersos, que ocorrem em contato direto com o embasamento pré-cambriano ou sobre depósitos do Paleógeno. Por fim, ocorrem os sedimentos do Quaternário que, de acordo com Melo (1992) e Melo *et al.* (1995), são marcados por intensa erosão nos sistemas de drenagens regionais, gerando grande quantidade de sedimentos, que excedeu a capacidade dos cursos fluviais em transportá-los, resultando no armazenamento dos vales fluviais e cabeceiras de drenagem.



**Figura 5** – Coluna estratigráfica da Bacia de Volta Redonda e fases tectônicas reconhecidas, confrontadas com a subdivisão do registro deposicional do Paleógeno em tectonossequências e seus intervalos tectonodepositivos. Fonte: Sanson (2006).

Negrão *et al.* (2015) propôs modificações na coluna estratigráfica da Bacia de Volta Redonda idealizada por Sanson (2006), mantendo as sucessões e idades máximas e mínimas das unidades propostas anteriormente. As modificações feitas foram correções em relação às discordâncias erosivas e seu controle sobre as amplitudes temporais de cada unidade, principalmente sobre os registros da Formação Resende e derrames vulcânicos do Basanito Casa de Pedra. O critério utilizado para as alterações foram a distribuição espacial, aspectos faciográficos e natureza de suas discordâncias e, assim, individualizou as unidades do Paleógeno em termos de tectonossequências, por corresponderem a diferentes estágios tectônicos de abertura dos depocentros paleógenos. Assim, a Formação Ribeirão dos Quatis foi denominada como Tectonossequência I, correspondendo à fase Pré-Rifte; Formação Resende como Tectonossequência II, correspondendo à fase Rifte I (inicial e principal); e Formação Pinheiral como Tectonossequência III, correspondendo à fase Rifte II (final).



**Figura 6** – Carta estratigráfica da Bacia de Volta Redonda com adição de perfil fisiográfico regional e caracterização das unidades litoestratigráfica em tectonossequências. Fontes: Modificada por Negrão *et al.*, 2015 a partir de Sanson, 2006).

A distribuição lateral das unidades cenozóicas também foi modificada, além de ter sido introduzido um perfil fisiográfico regional, de modo a confrontar, genericamente, a distribuição do registro sedimentar e vulcânico em relação aos principais elementos geomorfológicos.

### 1.2.3. Tectonismo

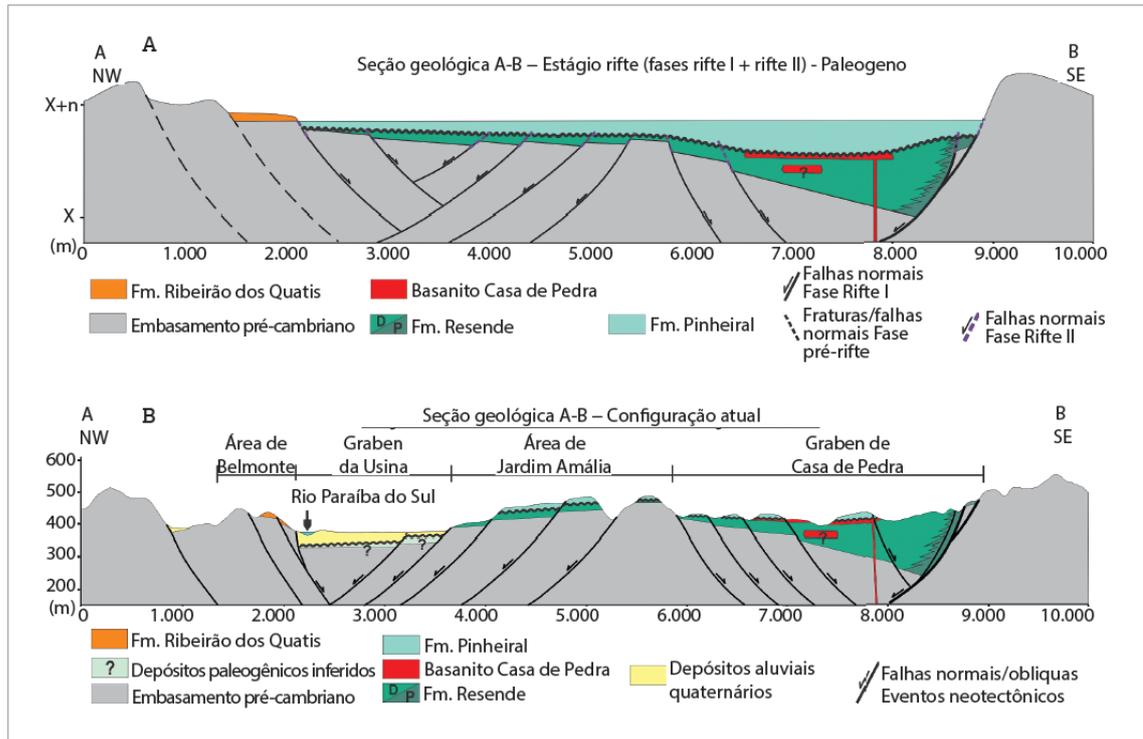
Sanson (2006) identificou quatro fases tectônicas rúpteis na evolução da bacia, conforme é mostrado na Figura 5. A fase responsável pela abertura e principal preenchimento sedimentar e vulcânico da bacia é definida como a primeira fase (E1), correspondente à uma

distensão NW-SE, de idade paleógena. A fase TS é relacionada a uma transcorrência sinistral E-W, representada por estruturas que afetam somente depósitos do Paleógeno, o que lhe confere uma idade entre o Chatiano e o Mioceno. A fase TD é relacionada a uma transcorrência dextral E-W e apresenta estruturas que afetam depósitos do paleógenos e neógenos, admitindo-se uma idade pleistocênica para essa fase. A última fase, definida pelo autor, é vinculada a uma distensão NW-SE e é representada por estruturas que afetam todo o registro sedimentar, do Cenozoico até o Holoceno, definida por E2.

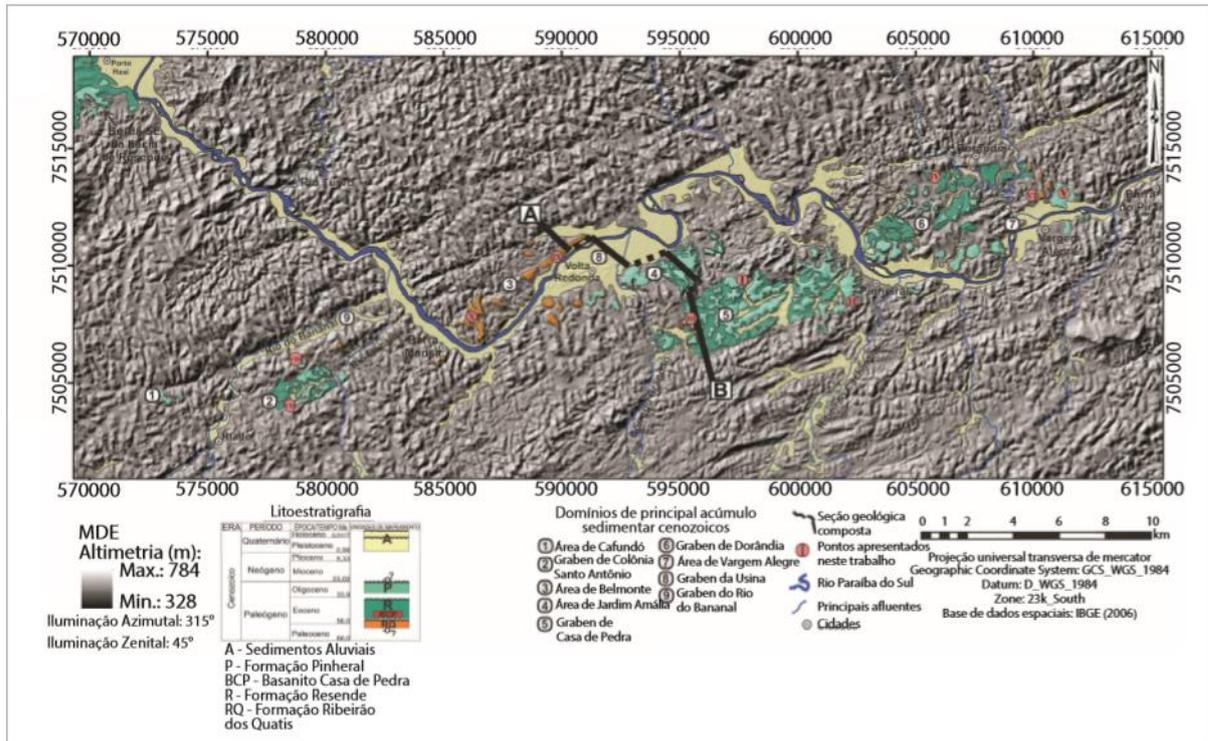
Negrão *et al.* (2015) definiu de modo diferente a evolução paleógena da região da Bacia de Volta Redonda. Foram admitidos três estágios tectônicos distintos (Fig. 6). O primeiro estágio foi definido como Pré-Rifte, marcado por fraturamento crustal e desenvolvimento de falhas normais de rejeito incipiente, precursoras à abertura deste segmento do RCSB. O estágio Rifte foi subdividido em duas fases. A primeira delas é a fase Rifte I, que está relacionada ao principal estágio de abertura, com o desenvolvimento de falhas profundas e geração de hemigrábens com significativa taxa de subsidência e ao vulcanismo na bacia, que tem sua provável origem vinculada aos momentos de máximas de estiramento deste segmento. Por último, a segunda subdivisão foi denominada como fase Rifte II, responsável pela colmatação paleógena da bacia.

As fases Pré-Rifte, Rifte I e Rifte II são todas correspondentes a sistemas fluviais entrelaçados, cada uma individualmente representada por uma unidade litoestratigráfica definida por Sanson (2006). A fase Pré-rifte é representada pela Formação Ribeirão dos Quatis, uma tectonossequência mais antiga. A fase Rifte I está relacionada à Formação Resende, com desenvolvimento de amplas planícies lamosas e arenosas em direção às bordas flexurais dos depocentros e sistemas de leques aluviais junto às bordas de falhas principais. Além disso, é atribuído a esse estágio o vulcanismo do Basanito Casa de Pedra. Por fim, a fase Rifte II está relacionada à Formação Pinheiral, com possível formação de corpos lacustres restritos (Negrão *et al.*, 2015).

As seções apresentadas por Negrão *et al.* (2015) na Figura 7 demonstram as interpretações em subsuperfície dos principais padrões estruturais e de preenchimento sedimentar ao longo do eixo transversal da bacia, abrangendo o Gráben de Casa de Pedra, área de Jardim Amália, Gráben da Usina e área de Belmonte, seus depocentros cenozoicos mais relevantes.



**Figura 7** – Seções geológicas compostas pelas áreas do gráben de Casa de Pedra, área de Jardim Amália, gráben da Usina e área de Belmonte. (A) Seção interpretativa do Estágio Rifte, apresentando uma bacia totalmente preenchida e com geometria geral em hemi-grábens, com sistemas de falhas sintéticas mergulhando para NW. (B) Seção esquemática expõe a configuração atual da região da bacia segundo Negrão *et al.* (2015), onde é possível notar, na região definida como gráben da Usina, uma inversão parcial de depocentros do Paleógeno juntamente com uma inversão topográfica relativa na área de Jardim Amália. Fonte: Negrão *et al.* (2015).



**Figura 8** – Mapa geológico das unidades cenozoicas sobre modelos digitais de elevação, enfatizando as principais morfoestruturas controladoras do registro paleogênico e quaternário. Além disso, é possível observar a demarcação da localização das seções geológicas discutidas por Negrão *et al.* (2015), na Figura 7. Fonte: Negrão *et al.* (2015).

Para o autor, a geometria geral dos depocentros da região apresenta-se sob a forma de hemigrábens, com o Gráben de Casa de Pedra erguido para sul (borda de falha principal) e progressiva diminuição da espessura sedimentar para norte; e o Gráben da Usina erguido para norte, devido a uma inversão por deformação neotectônica, relacionada, principalmente, à atuação do evento E2, de distensão NW-SE. Altos estruturais de direção NE-SW, com origem já na geração da bacia, são as principais feições relacionadas à segmentação dos hemigrábens descritos, a exemplo da área de Jardim Amália, que limita os dois depocentros exibidos. No entanto, há evidências de reativações desses altos estruturais por eventos neotectônicos. Acredita-se nessa teoria devido à presença de falhas, afetando o embasamento, e ao registro do Paleógeno e, frequentemente, ao registro quaternário.

### 1.3. BASE TEÓRICA

#### 1.3.1. Conceitos Geológicos

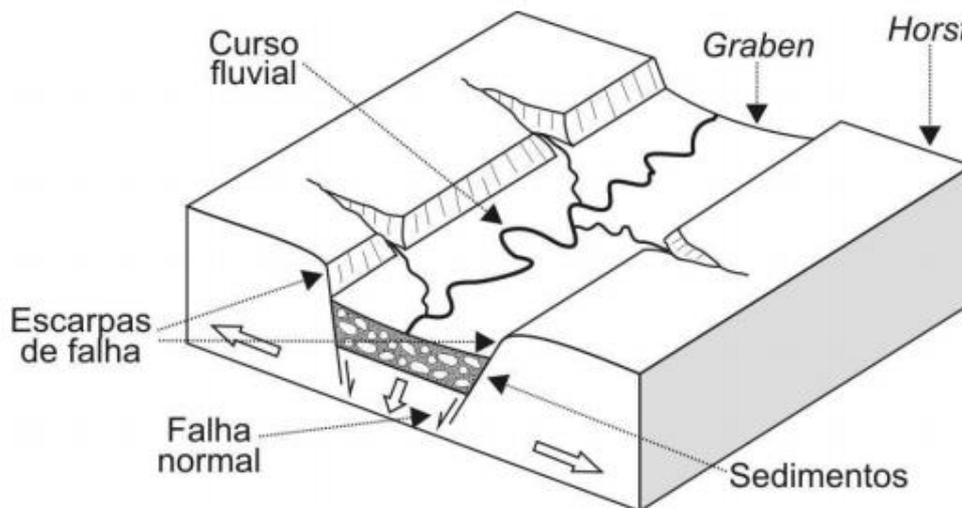
Serão apresentados a seguir os principais conceitos geológicos abordados no contexto evolutivo da Bacia de Volta Redonda, que tornam a sua compreensão necessária para o entendimento desse estudo. De acordo com as principais referências bibliográficas adotadas (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004; Sanson, 2006; Sanson *et al.*, 2006; Negrão, 2014; Negrão *et al.*, 2015) a Bacia de Volta Redonda teria sua origem relacionada a esforços puramente distensionais, tornando necessário o entendimento de riftes e estruturas associadas. Além disso, algumas de suas fases deformadoras subsequentes seriam caracterizadas por transcorrências, que localmente teriam permitido a acumulação de depósitos sedimentares, sendo, assim, a abordagem de zonas de falhas transcorrentes importante. Por fim, as estruturas vinculadas ao estágio rifte encontram-se reativadas e segmentadas por estruturas deformacionais neotectônicas, com situações de inversão da bacia, o que torna importante o entendimento dos fatores que desencadeiam nesse evento para uma melhor caracterização do seu arcabouço sedimentar.

##### 1.3.1.1. Riftes e Estruturas Associadas

A Bacia de Volta Redonda está inserida no conjunto de bacias definido por Riccomini (1989) como “Rifte Continental do Sudeste do Brasil”, ou RCSB (Fig. 3). Segundo este autor, esta grande feição tectônica se estende por cerca de 1000 km, entre as cidades de Curitiba (PR) e o litoral norte do Estado do Rio de Janeiro, apresentando-se como uma faixa estreita e deprimida de grábens alinhados e escalonados, além de se estender sobre a plataforma

continental. Dessa forma, é necessária a compreensão de riftes e estruturas associadas para o entendimento da evolução tectônica que a área de estudo está inserida.

Riftes são importantes feições morfológicas sobre a crosta continental (Summerfield, 1991). Sua disposição estrutural é a de um *horst* e um gráben, na qual o gráben (fossa tectônica) seria margeado pelos *horsts* (blocos soerguidos), com conseqüente basculamento dos blocos (Saadi, 1998). Sua estrutura é a de uma superfície com as bordas se separando, sendo formado por um bloco em subsidência e delimitado por falhas normais que se apresentam como escarpas (Fig. 9).

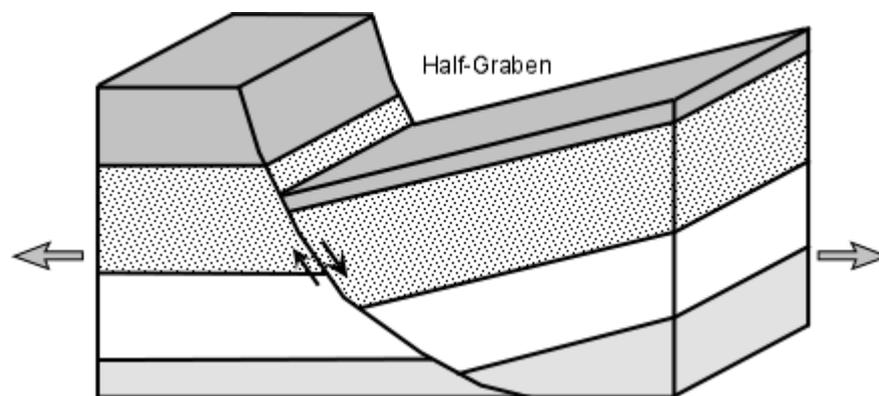


**Figura 9** – Representação esquemática das diferentes estruturas de um rifte. É representada uma estrutura clássica de um gráben simétrico com um bloco abatido limitado por falhas normais. Fonte: Modificado de Summerfield (1991).

Riftes podem ser desenvolvidos em diversos contextos tectônicos, sendo o mais típico o de interior cratônico, estando relacionado aos estágios precursores da quebra de continentes. Eventos distensivos em zonas de convergência ou o colapso gravitacional da litosfera espessada em orógenos também podem desencadear o desenvolvimento de riftes (Van der Pluijm & Marshak, 2004). Assim, riftes podem ser relacionados: (1) ao soergimento crustal e áreas de vulcanismo no interior da placa litosférica; (2) com a distribuição de antigas estruturas que representam zonas de fraqueza entre os crátons estáveis; (3) com a divergência dos movimentos da crosta terrestre.

O rifte pode ser classificado como ativo ou passivo, de acordo com o seu processo de desenvolvimento. Riftes ativos se desenvolvem em resposta à ascensão convectiva da astenosfera, prevendo um soerguimento da superfície ocorrendo antes da ruptura que se propaga a partir de anomalias térmicas sublitosféricas. Em contraposição, riftes passivos se formam em consequência da distensão litosférica causada por um campo de tensão, como uma resposta ao estiramento da litosfera, que leva à substituição parcial pela astenosfera quente, gerando vulcanismo que permite o afloramento posterior do manto. Ambos podem desencadear a formação de uma plataforma continental, mas a diferença entre esses modelos é que a ascensão convectiva é uma consequência tanto do afinamento litosférico quanto do rifteamento para o tipo passivo e não uma causa, como é o caso do rifteamento do tipo ativo (Summerfield, 1991).

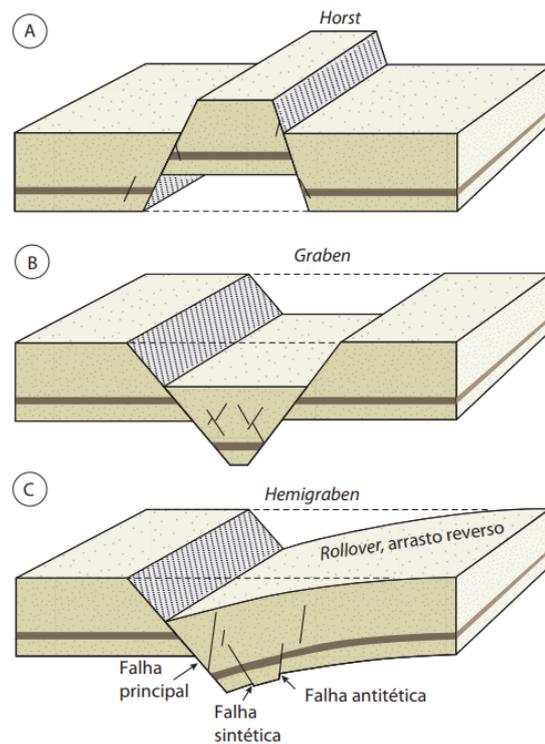
O início do processo de rifteamento pode ser caracterizado pelo início do hemi-gráben e, por esse motivo, é considerado uma estrutura fundamental das bacias rifte. Hemi-grábens são caracterizados por uma calha deposicional assimétrica. São compostos, em resumo, por uma rampa de declive variável e uma falha de borda, conferindo-lhe a geometria de uma cunha (Fig. 10).



**Figura 10** – Figura esquemática caracterizando um hemi-gráben, possibilitando analisar a falha normal com plano de curva falhado, onde o mergulho diminui com a profundidade, desencadeando a rotação do bloco que sofreu subsidência. Fonte: página virtual da Earth Sciences E-Learning.

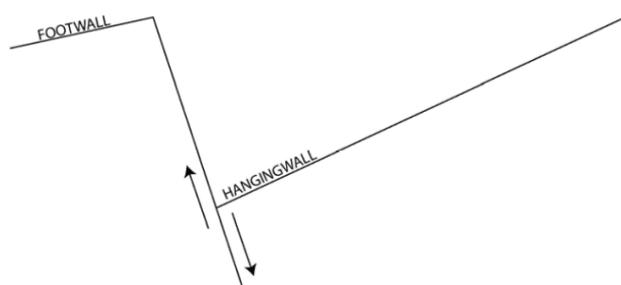
Hemi-grábens são comumente conhecidos por “meio-grábens”. Isso ocorre devido ao fato de que estes são limitados por apenas uma falha, enquanto grábens são limitados por duas falhas normais. Estes são classificados como grábens assimétricos e são gerados sobre uma falha principal normal do tipo lístrica, que corta a crosta rúptil. Falhas menores, com sentido de

mergulho igual e oposto à principal, são denominadas falhas sintéticas e antitéticas, respectivamente (Fig. 11). Quando os blocos rebaixados são bordejados, em ambos os lados, por falhas normais, conjugadas, formam-se os grábens. Os blocos que não sofrem rebaixamento ou que, em alguns casos, foram soerguidos, limitados por falhas normais, mergulhantes em direções opostas, são denominados *horsts*.



**Figura 11** – Ilustração esquemática evidenciando a diferença entre *horst* (A), gráben simétrico (B) e hemi-gráben (ou gráben assimétrico) (C), com presença de falhas sintéticas e antitéticas (caimento no mesmo sentido ou oposto à movimentação, respectivamente). Fonte: Fossen (2012).

A classificação sistemática de falhas a partir do sentido relativo do movimento, onde a porção de rocha que sofre um movimento relativo ascendente é denominada *footwall*, enquanto que a região que sofre um movimento relativo descendente é denominada *hangingwall*, foram os mesmos conceitos aplicados na caracterização de sistemas de hemi-gráben. Porém, é comum a incidência de conjuntos de hemi-grábens adjacentes em sistemas de riftes. Isso faz com que o *footwall* de um específico hemi-gráben se torne, em sua continuidade, o *hangingwall* de outro hemi-gráben. Dessa forma, adota-se *hangingwall* como toda região do hemi-gráben que sofre subsidência e *footwall* a região que sofre soerguimento.



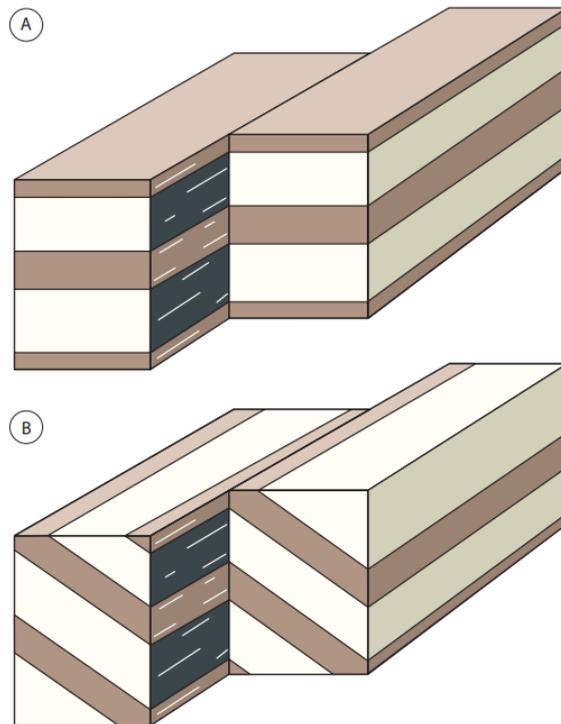
**Figura 12** – Compartimentação do hemigráben; o *footwall* é o bloco ascendente em relação ao *hangingwall*, que corresponde ao bloco descendente. Fonte: Modificado de Davis (1984).

É fundamental o entendimento das diferenças entre hemigráben e o processo rifte. O hemigráben é o reflexo total, restrito do processo de rifteamento crustal. Ou seja, o processo de rifteamento possui suas impressões em uma escala muito abrangente, que é a de placas tectônicas. Em contrapartida, o hemigráben é uma pequena estrutura dentro desse grande contexto. Cada hemigráben é a resposta crustal rasa relacionada com diversos outros fatores extremamente heterogêneos em um contexto geográfico e comumente apresentam registros distintos em termos geométricos, de preenchimento e idades (Kuchle, 2010).

#### 1.3.1.2. Zonas de Falhas Transcorrentes

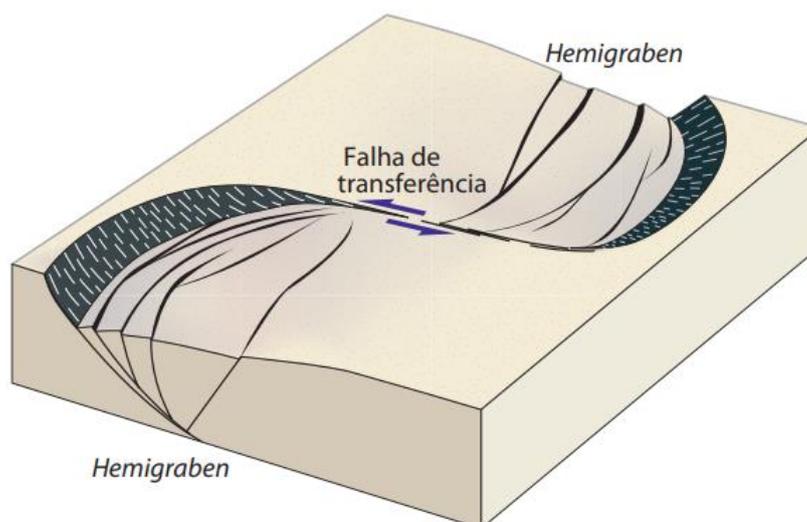
Segundo Riccomini (1989), as sequências de eventos tectônicos de transcorrência dextral (de idade pleistocênica) e sinistral (ocorrido no Neogeno) são responsáveis pela formação e deformação do RCSB. Foram identificadas falhas transcorrentes sinistrais inseridas no contexto de faixas transpressionais, responsáveis pela origem das soleiras de Arujá, separando as bacias de São Paulo e Taubaté, e de Queluz, individualizando a Bacia de Taubaté da Bacia de Resende. Além disso, falhas transcorrentes com características de faixas transpressionais foram associadas à individualização das bacias de Resende e Volta Redonda, através da exumação da Soleira de Floriano-Barra Mansa. Por esse motivo, é necessário compreender os conceitos que regem esses processos.

As falhas de rejeito direcional são falhas cujo vetor de rejeito é paralelo à direção da falha e, portanto, paralelo à superfície terrestre (Fig. 13). Estas possuem mergulho tipicamente maior que as demais falhas e podem aparecer como traços retilíneos em mapas geológicos. Podem ser definidos como sinistrais, quando o movimento é lateral esquerdo, ou dextrais, quando o movimento é lateral direito (Fossen, 2012).



**Figura 13** – Falhas de rejeito direcional puro não causam deslocamento de camadas (A) verticais ou horizontais, ou (B) paralelas em direção à falha. O sentido de movimento exemplificado na figura é sinistral, ou seja, movimento é lateral esquerdo. Fonte: Fossen (2012).

As falhas de transferência são falhas de rejeito direcional que transferem deslocamentos entre duas falhas extensionais ou contracionais por meio de rejeitos direcionais, e suas extremidades terminam em outras falhas ou fraturas. Assim, são limitadas e não podem crescer livremente, o que tem implicações na relação rejeito-comprimento. Estas podem conectar diversos tipos de estruturas, como hemi-grábens de polaridades opostas (Fig. 14). Em larga escala, essas falhas deslocam o eixo de riftes continentais, justapondo localmente falhas normais com mergulhos opostos (Fossen, 2012).



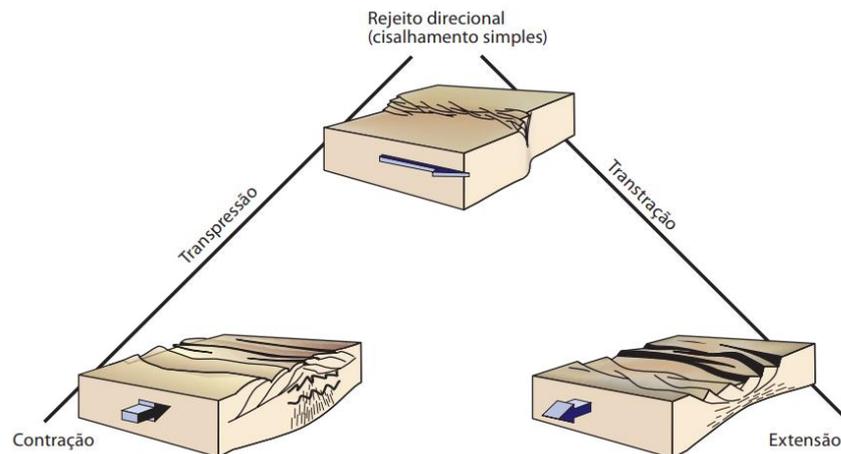
**Figura 14** – Esquema de uma falha de transferência, comuns em riftes. São falhas de rejeito direcional que podem conectar hemi-grábens de polaridade oposta. Fonte: Fossen (2012).

Falhas transcorrentes também são falhas de rejeito direcional, sendo um termo utilizado preferencialmente para aquelas inseridas na crosta continental cujas extremidades são livres, ou seja, não delimitada por outras estruturas. São, assim, livres para crescer, interagir e conectar-se, formando estruturas mais longas, assim como falhas extensionais. Essas deslocam as rochas lateralmente e, como a maioria das falhas são superfícies de fraqueza em relação aos blocos adjacentes, o deslocamento é facilmente concentrado por cisalhamento contínuo ao longo de uma zona de rejeito direcional já existente.

Falhas de rejeito direcional podem produzir falhas ou segmentos de falhas subsidiárias, oblíquas à direção geral da falha. Essas anomalias são, em geral, explicadas pela conexão entre as falhas. Quando os segmentos individuais de falhas se sobrepõem e se conectam na vista em mapa, formam as estruturas chamadas de curvatura de falha.

Estruturas contracionais ou extensionais podem se formar nessas curvas de falha, dependendo do sentido do rejeito da falha em relação à esta. O tipo de deformação que ocorre nestas curvas é denominado transpressão e transtração. Em geral, a transpressão é uma combinação de rejeito direcional ou movimento por cisalhamento simples ao longo de uma falha de encurtamento perpendicular a ela, enquanto que transtração trata-se do mesmo caso, só que ao longo de uma falha de extensão (Fig. 15). Esses modelos não precisam se restringir às curvas de falhas – eles podem predominar em todo o comprimento de uma falha de rejeito

direcional, se a falha ou zona de cisalhamento não for de rejeito direcional puro. No caso de uma zona de cisalhamento, significa que há um desvio em relação ao cisalhamento simples. A falha pode conter um componente adicional de encurtamento ou estiramento perpendicular ao plano de falha.

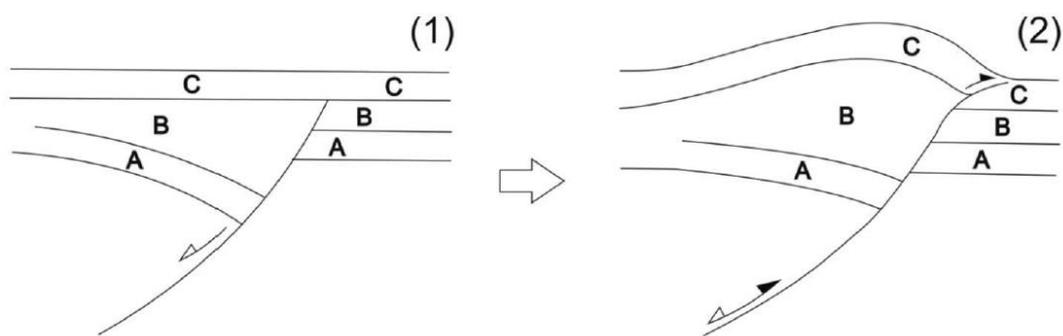


**Figura 15** – A transpressão corresponde a uma faixa de combinações de rejeito direcional e deformação coaxial envolvendo encurtamento perpendicular à zona, e a transtração engloba combinações de rejeito direcional e estiramento perpendicular, conforme é esquematizado na figura acima. Fonte: Fossen (2012).

### 1.3.1.3. Inversão Tectônica de Bacias Sedimentares

Negrão (2014) identificou em seus estudos que os depocentros da Bacia de Volta Redonda encontravam-se conectados durante o Paleógeno, incluindo a região do Gráben da Usina, que configuraria as porções rasas do Gráben de Casa de Pedra, estando limitada deste pelo alto interno que atualmente caracteriza-se pela área do Jardim de Amália. Neste domínio, o autor observou que foi estabelecida a Zona de Transferência de Pinheiral, responsável pela inversão das bordas de falhas principais entre os Grábens de Casa de Pedra, a oeste, e de Dorândia, a leste. Considerando esse contexto de inversões que se encontram reativadas por eventos neotectônicos, é necessário compreender os mecanismos envolvidos para analisar de que forma esse processo afeta o arcabouço estrutural da área de estudo.

Relevos resultantes da compressão de bacias ocorrem principalmente na forma de estruturas de deformação tectônica da seção rifte ou pós-rifte, a partir da inversão do campo de tensões extensional para compressional em uma bacia sedimentar (Turner *et al.*, 2004). Segundo Lugt *et al.* (2003), a inversão de uma bacia sedimentar ocorre quando falhas extensionais são invertidas para falhas reversas uma vez que se muda o sentido dos esforços. Um dos possíveis efeitos de uma inversão tectônica se dá a partir do desenvolvimento de antififormes dômicos derivados da deformação da seção rifte e/ou pós-rifte de uma bacia (Williams *et al.*, 1989) (Fig. 16).



**Figura 16** – Modelo de inversão segundo Williams et al. (1989): (1) Representa o estágio pré-inversão e (2) a reativação da falha normal de regime distensivo em inversa de regime compressivo. (A) trata-se de uma sequência pré-rifte, (B) trata-se de uma sequência sin-rifte e (C) de uma sequência pós-rifte.

A partir da proposição de modelos deformacionais resultantes da reativação de falhas extensionais em regime compressional através de modelagem em laboratório, verificou-se que o desenvolvimento de estruturas compressionalis do tipo inversão de bacia são controladas por falhas pré-existentes e que essas falhas originárias de um regime extensional são reativadas invariavelmente durante a compressão (Ventisette *et al.*, 2006).

### 1.3.2. Métodos Geofísicos

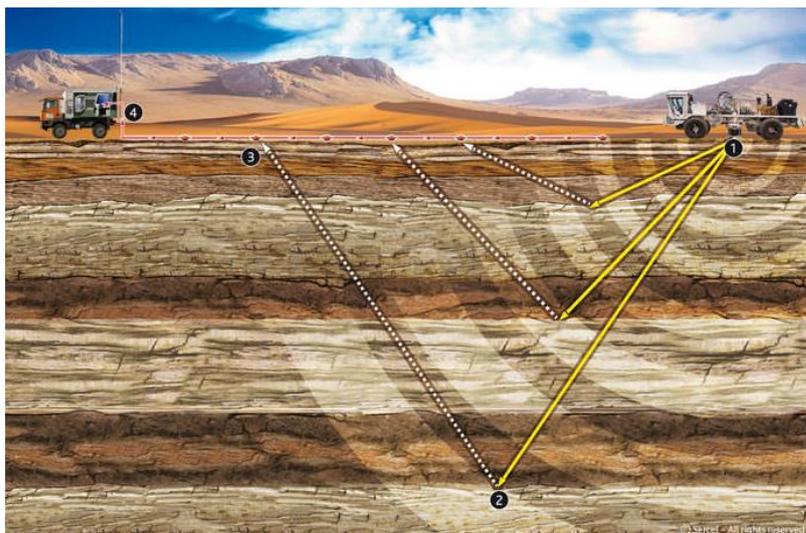
A integração de dados é uma ferramenta importante a ser utilizada para se obter variados dados de diversas fontes, sejam esses dados geológicos e/ou geofísicos. Com uma maior riqueza de informações, os dados representam melhor a realidade da área de estudo, reduzindo as ambiguidades oriundas dos métodos geofísicos, promovendo um melhor conhecimento da área. Nos últimos anos, foram publicados alguns casos de sucesso na aplicação de métodos potenciais na redução de ambiguidades na interpretação sísmica e, neste contexto, a gravimetria exerce esse papel coadjuvante nesse projeto. Por se tratar de um método geofísico de baixo custo relativo ao método sísmico, pode ser utilizada em conjunto com a mesma, visando investigar áreas em que o imageamento sísmico não fornece uma resolução tão satisfatória. Por esse motivo, essa dupla de métodos geofísicos foi escolhida para obter informações acerca da compartimentação estrutural da região.

#### 1.3.2.1. Sísmica de Reflexão Multicanal Terrestre

Na sísmica de reflexão, os sinais são gerados por uma fonte de ondas sísmicas que se propagam em subsuperfície e geram uma perturbação nesse meio. A propagação desse tipo de energia é sensível a contrastes na densidade e resistência desse meio à compressão, características estas que definem a sua impedância acústica. A onda sísmica, ao atingir uma interface entre regiões com diferentes impedâncias acústicas, tem sua energia fracionada – uma parcela é transmitida através da interface, enquanto que o restante é refletido. Além das parcelas transmitidas e refletidas, parte da energia se perde devido à atenuação, na forma de calor, por exemplo, visto que o meio não é perfeitamente elástico. Na superfície, o sinal que foi refletido é registrado por um conjunto de receptores – a chamada sísmica de reflexão multicanal.

Os receptores registram o sinal refletido em função do tempo. No caso da sísmica de reflexão multicanal terrestre, são os geofones que registram os traços sísmicos. São instalados no solo, fortemente acoplados na vertical. Quando ocorre uma vibração vertical no solo, é

induzida uma corrente elétrica no geofone, cuja voltagem é registrada (Fig. 17). O objetivo fundamental do método sísmico de reflexão é o registro desses traços sísmicos, mais especificamente o conjunto destes, chamado de sismograma. Os requisitos necessários para a sua obtenção são: (1) gerar um pulso sísmico com uma fonte apropriada; (2) detectar as ondas sísmicas no solo por meio de um transdutor apropriado; (3) registrar e apresentar as formas de ondas sísmicas em um sismógrafo apropriado (Kearey *et al.*, 2009).

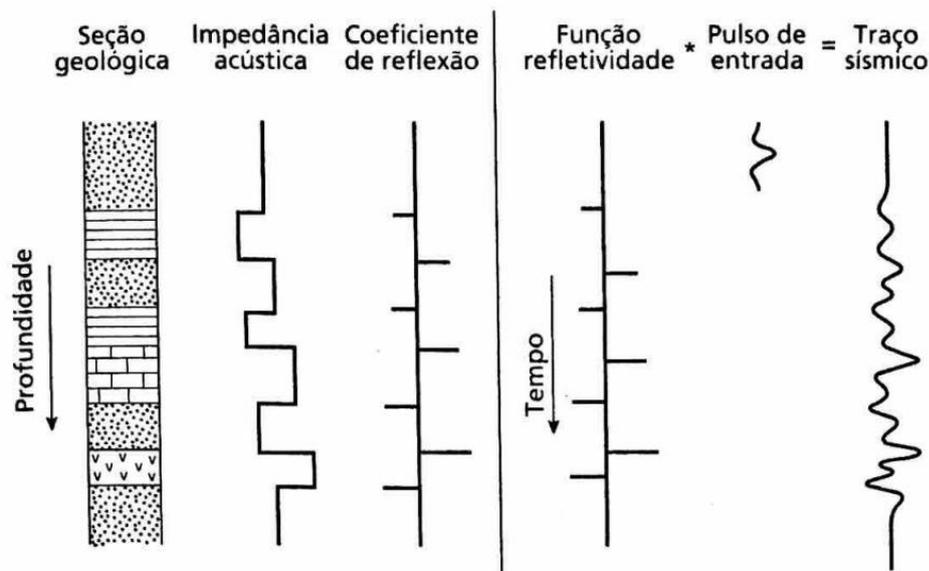


**Figura 17** – Funcionamento de um levantamento terrestre de sísmica de reflexão multicanal. (1) Emissão de energia acústica controlada de uma fonte sísmica, originado de um vibrador sísmico; (2) A energia sísmica é transmitida para a Terra e refletida a partir dos limites geológicos – camadas; (3) A energia refletida é detectada por geofones; (4) Sistemas de aquisição registram e processam os dados. Fonte: página virtual da Sercel.

Ao longo de uma aquisição sísmica, diversos tiros são dados a partir da fonte utilizada e cada tiro produzirá um sismograma associado. Cada sismograma é composto de um conjunto de traços sísmicos, que correspondem ao número de receptores disponíveis durante uma aquisição. Em outras palavras, o número de traços no sismograma é igual ao número de receptores utilizados no levantamento sísmico.

O dado registrado em campo não passa de uma sequência de amostras associadas a cada receptor. Para que esse dado possa ser interpretado é necessário que ele passe por um extenso e complexo processamento sísmico, onde todas as informações não geológicas são meticulosamente removidas e, ao final de todo esse processo, é obtida uma imagem que representa de maneira mais fidedigna as estruturas em subsuperfície.

O processamento sísmico é necessário devido a questões envolvendo o pulso sísmico. O traço sísmico resultante da aquisição em um sismograma é compreendido como sendo a convolução entre a função refletividade e o pulso sísmico variável com o tempo (Fig. 18). A função refletividade trata-se de impulsos com amplitude relacionada ao coeficiente de reflexão e tempo de percurso equivalente ao tempo duplo de reflexão para aquela interface – o tempo de percurso da fonte à interface e da interface de volta à superfície. O pulso sísmico consiste na informação que foi emitida para a subsuperfície através das fontes artificiais durante a aquisição. Essa convolução resulta em um traço sísmico mais complexo, pois ocorre a superposição de vários tipos de ruídos, tais como reflexões múltiplas, ondas de corpo direta e refratadas, ondas de superfície, também conhecidas como *ground roll*, ondas de ar e ruídos coerentes e incoerentes não relacionados à fonte sísmica. Em razão desses efeitos, os traços sísmicos geralmente possuem uma aparência complexa, e eventos de reflexão são frequentemente não reconhecíveis sem a aplicação de técnicas de processamento apropriadas.



**Figura 18** – Modelo convolutivo do traço sísmico de reflexão, mostrando o traço como a saída convolvida de uma função refletividade com um pulso de entrada, e as relações entre a função refletividade e as propriedades físicas das camadas geológicas. Fonte: Kearey *et al.*, (2009).

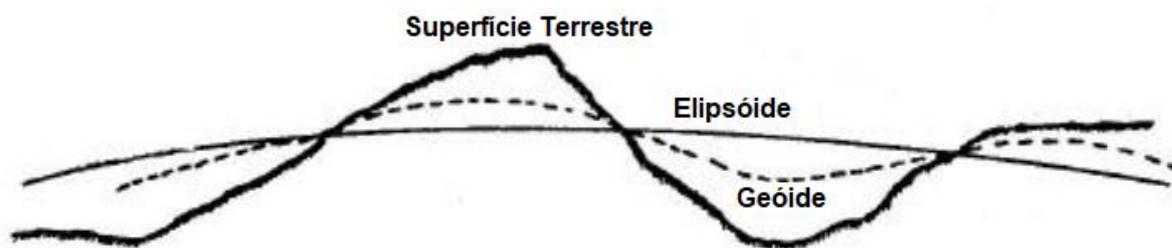
O processamento sísmico, resumidamente, pode ser visto como uma tentativa de reconstrução das várias colunas da Figura 18, no sentido do traço sísmico, à direita, até a obtenção da seção geológica, à esquerda. Essa reconstrução envolve: (1) remoção de ruídos; (2) determinação do pulso de entrada e sua remoção para obtenção da função refletividade; (3)

determinação da função velocidade para permitir a conversão do eixo do tempo para profundidade; (4) determinação das impedâncias acústicas das formações (Kearey *et al.*, 2009). Por esse motivo o processamento sísmico é fundamental para a interpretação das seções sísmicas, ao passo que decodifica os traços sísmicos, em tempo, para a obtenção das seções geológicas, em profundidade, que serão no final do projeto interpretadas.

### 1.3.3. Gravimetria Terrestre

Nos levantamentos gravimétricos, a geologia de subsuperfície é investigada com base nas variações do campo gravitacional da Terra causadas por diferenças de densidade das rochas em subsuperfície. Uma fonte ou corpo causador representa uma zona de subsuperfície de massa anômala que causa uma perturbação localizada no campo gravitacional, conhecida como gravidade anômala. Zonas de massas anômalas produzem significativas anomalias de gravidade. A interpretação dessas anomalias permite uma avaliação da provável profundidade e forma da fonte (Kearey *et al.*, 2009).

Todas as medidas de gravidade são efetuadas no campo gravitacional da Terra e, por esse motivo, o seu conhecimento é essencial para que as medidas do campo gravitacional possam ser aplicadas na geofísica. Se o planeta Terra fosse uma esfera simétrica, homogênea e sem rotação, a gravidade em cada ponto da superfície da Terra possuiria o mesmo valor. Então, Newton, no século XVII, afirmou que o modelo matemático que mais se aproximava da superfície da Terra era um elipsóide achatado nos polos (Fig. 19). Entretanto, no século XIX, Gauss concluiu que a Terra é um geóide com uma superfície equipotencial do campo gravitacional que coincide com o nível médio do mar. A melhor aproximação matemática para evitar cálculos muito complexos é a do modelo criado por Newton para estudar o campo gravitacional da superfície terrestre (Rosa, 2004). O modelo matemático da Terra é chamado de datum.

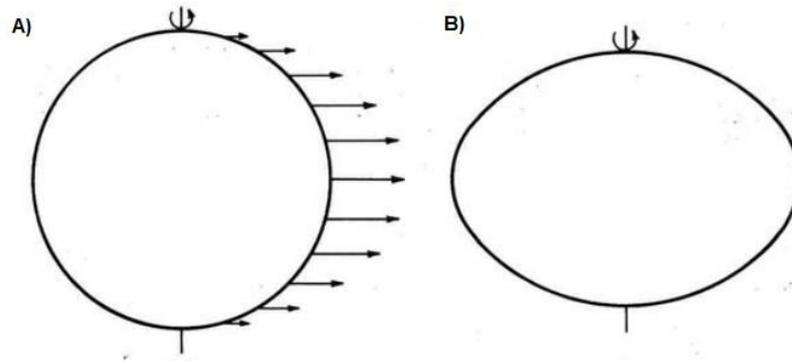


**Figura 19** – Modelos matemáticos para a superfície terrestre, dentre eles o “elipsóide” de Newton e o “geóide” de Gauss. Fonte: Rosa (2004).

Antes que os resultados de um levantamento gravimétrico possam ser interpretados, é necessário corrigi-los, de modo que mudanças nas medidas de gravidade sejam provocadas apenas pelas variações de densidades das camadas de subsuperfície. Esse processo é conhecido como redução gravimétrica (LaFehr, 1991) ou redução ao geóide, pois o nível do mar é geralmente o datum mais conveniente, conforme exposto anteriormente (Kearey *et al.*, 2009).

#### 1.3.3.1. Correção de Latitude

A gravidade terrestre varia com a latitude, devido a sua forma não esférica e a diminuição da sua velocidade angular de um ponto sobre a superfície, a partir de um máximo no equador até zero nos polos (Fig. 20A). A diminuição da gravidade dos polos para o equador se deve à rotação do planeta que gera uma aceleração centrípeta, caracterizada por uma componente radial negativa. A forma mais aproximada da Terra é a de um esferoide oblato ou elipsoide achatado nos polos (Fig. 20B), com a diferença entre os raios equatorial e polar de cerca de 21 km. Em outras palavras, as localizações mais próximas do equador estão mais distantes do centro de massa terrestre do que as localizações mais próximas dos polos.



**Figura 20** – (A) Modelo evidenciando a variação na velocidade angular com a latitude ao redor da Terra representada pelos vetores de comprimentos proporcionais ao seu valor. (B) Representação exagerada da forma da Terra para evidenciar a diferença dos raios equatorial e polar. Fonte: Kearey *et al.*, (2009).

Uma relação que corrige os efeitos de latitude para o elipsóide de referência é a fórmula de Clairaut:

$$g_n = g_e(1 + A \sin^2 \alpha - B \sin^2 2\alpha) \text{ Gal}$$

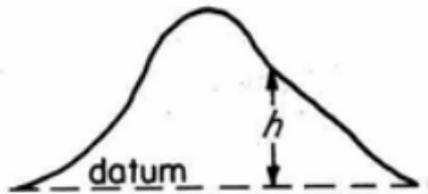
no qual  $g_n$  é o valor de gravidade na latitude  $\alpha$ ,  $g_e$  é a gravidade na Linha do Equador no nível do mar e  $A$  e  $B$  são constantes que dependem da forma e da velocidade angular da Terra, determinados a partir de análises de satélites e várias medidas da gravidade em diferentes latitudes (Lowrie, 2007). Em 1967, foi adotada pela Associação Internacional de Geodésia a equação de Helmert, que define esses valores constantes:

$$g_n = 978,03185(1 + 0,0053024 \sin^2 \alpha - 0,0000058 \sin^2 2\alpha) \text{ Gal}$$

Após o cálculo da gravidade normal  $g_n$ , é possível então subtrair da gravidade observada, denominada como  $g_{obs}$ .

### 1.3.3.2. Correção de Ar Livre

A correção de ar livre, também conhecida como FAC (Free-Air Correction), corrige a diminuição da gravidade com a altura ao ar livre, resultante do aumento da distância ao centro da Terra (Fig. 21). Essa correção considera somente a diferença de altura entre o ponto observado e o datum, excluindo a massa presente nesses pontos (Lowrie, 2007).



**Figura 21** – A correção de ar livre de uma observação situada a uma altura  $h$  acima do datum.  
Fonte: Kearey *et al.*, (2009).

Para determinar como a gravidade varia com a elevação (Fig. 21), deriva-se a equação da gravidade em relação ao raio para definição do gradiente vertical. Considerando o efeito de rotação da Terra e a sua forma como um elipsóide, a sua relação final é:

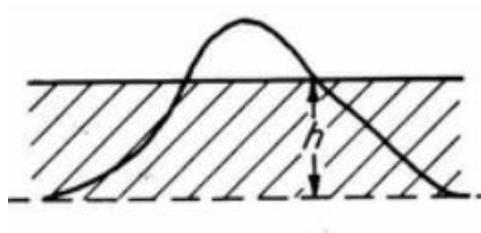
$$FAC = -0,3086 - 0,00023 \cos 2 \alpha + 2 \times 10^{-8} z \text{ mGal/m}$$

no qual  $z$  é a elevação e  $\alpha$  a latitude (Grant e West, 1965). O segundo termo, considerado ajuste da latitude, resulta em um valor muito pequeno. O terceiro termo consiste na correção para o gradiente vertical devido ao aumento da distância a partir do elipsóide e se torna significativa somente em regiões montanhosas, onde existe uma alta variação na elevação. Na prática, ambos os termos são insignificantes e é apenas considerado o valor de  $-0,3086 \text{ mGal/m}$ .

A FAC é positiva para um ponto de observação acima do datum, de modo a compensar a diminuição da gravidade dada pela elevação.

### 1.3.3.3. Correção de Bouguer

A correção de ar livre trata somente da variação na distância de datum ao centro da Terra, de modo que a influência gravitacional da massa existente entre o ponto de elevação e o datum ainda atua sobre a gravidade medida. A correção de Bouguer, também conhecida por BC (*Bouguer Correction*), remove esse efeito pela aproximação dessa camada de rocha a uma placa horizontal infinita de espessura igual à da elevação do ponto de observação acima do datum, ao nível do mar (Fig. 22).



**Figura 22** – Modelo evidenciando a correção Bouguer, sendo a região destacada correspondente a uma placa de rocha de espessura  $h$  estendendo-se ao infinito em ambas as direções horizontais. Fonte: Kearey *et al.*, (2009).

A correção de Bouguer, obtida através da dedução de campo gravitacional de uma camada infinita, é calculada através da equação:

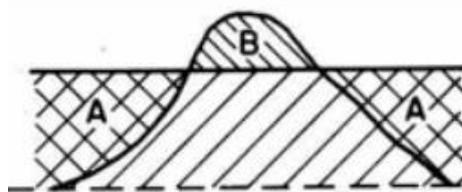
$$BC = 0,04193z\rho \text{ mGal/m}$$

no qual  $z$  é a altura e  $\rho$  a densidade da rocha (Lowrie, 2007). No caso da gravimetria terrestre, a correção de Bouguer deve ser subtraída, pois a atração gravitacional da rocha entre o ponto observado e o datum deve ser removida do valor de gravidade observado.

#### 1.3.3.4. Correção de Terreno

A correção de Bouguer faz a suposição de que a topografia ao redor da estação gravimétrica é plana. No entanto, não é uma situação comumente observada na realidade e, por esse motivo, deve ser realizada a correção de terreno, também conhecida por TC (*Terrain Correction*), responsável por tratar das ondulações presentes na topografia da região estudada.

Essa correção é sempre positiva, como pode ser observado na Figura 23. A correção de Bouguer considera regiões com ondulações de relevo como uma placa que deve corrigir a área que engloba. Dessa forma, a região A, representada na Figura 23, é considerada como composta de rocha, embora seja uma região na qual não existe massa. Além disso, a região B, que consiste de material rochoso excluído da correção anterior, exerce uma atração para cima no ponto de observação, fazendo com que a gravidade diminua. O efeito dessa sobrecorreção de Bouguer deve ser compensado através da soma dessa correção.



**Figura 23** – Modelo esquemático da sobrecorreção realizada por Bouguer no terreno. A região A faz parte da área corrigida por Bouguer, embora não consista de rocha. Fonte: Kearey *et al.*, (2009).

Através da carta de Hammer, método matemático que considera o efeito da gravidade de um anel dividida por linhas radiais e concêntricas dividida em zonas, é definida a equação para a correção de terreno:

$$TC = 0,4191 \frac{\rho}{n} \left( r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 + z^2} - \sqrt{r_2^2 + z^2} \right)$$

no qual  $\rho$  representa a densidade da correção Bouguer,  $n$  é o número de compartimentos na zona,  $r_1$  e  $r_2$  são, respectivamente, o raio interno e externo da zona e  $z$  consiste no módulo de diferença de elevação entre o ponto de observação e a elevação média do compartimento. A carta é sobreposta a um mapa topográfico com seu centro sobre a estação gravimétrica, e a elevação topográfica média de cada compartimento é determinada.

#### 1.3.3.5. Correção Isostática

A correção isostática é feita quando a aquisição gravimétrica é realizada em regiões montanhosas. Ela corrige as anomalias provocadas pelos excessos (montanhas) e deficiências (oceano) de massas.

A anomalia isostática pode ser tanto positiva quanto negativa. As grandes cadeias montanhosas são caracterizadas por excesso de massa, uma vez que possuem “raízes” profundas formadas por rochas pouco densas, sendo consideradas anomalias positivas. Os oceanos, em contrapartida, são caracterizados por excesso de rochas de baixa densidade, sendo assim, considerados anomalias negativas (Lowrie, 2007).

#### 1.3.3.6. Correção de Maré

As marés exercem efeito sobre as medições da gravidade feitas na Terra. Os efeitos combinados do Sol e da Lua causam uma variação na aceleração da superfície da Terra de aproximadamente 0,3 mGal (Lowrie, 2007). Os instrumentos modernos utilizados na medição gravimétrica podem facilmente detectar diferenças de 0,01 mGal devido à sua sensibilidade.

Por esse motivo, é necessário que seja realizada a correção de maré para compensar esse efeito, que varia com o local, data e hora do dia (Telford *et al.*, 1990).

Se usado um gravímetro com uma taxa de deriva relativamente alta, as amarrações de base são feitas a intervalos muito menores que o período de maré terrestre mínimo, e as variações de maré são automaticamente removidas durante a correção de deriva. Se for empregado um medidor com uma baixa taxa de deriva, as amarrações de base são normalmente feitas somente no início e no final do dia, de forma que a variação de maré passou por um ciclo completo. Os efeitos de maré são previsíveis e podem ser calculados por um pequeno computador pessoal (Kearey *et al.*, 2009).

#### 1.3.3.7. Correção de Eötvös

A correção de Eötvös, também conhecida por EC (*Eötvös Correction*), é necessária quando os levantamentos gravimétricos são realizados por um veículo em movimento, como por exemplo aviões ou navios. Dependendo da direção do trajeto, o movimento do veículo irá gerar uma aceleração centrípeta que reforçará ou se oporá à força gravitacional (Kearey *et al.*, 2009). Essa correção é dada por:

$$EC = 75,03V \sin \alpha \cos \varnothing + 0,04154V^2 \text{ gu (gravity unity)}$$

onde  $V$  é a velocidade do veículo em nós,  $\alpha$  a direção e  $\varnothing$  a latitude da observação. Para essa correção, é necessário que sejam precisamente conhecidas a velocidade e a direção.

### 1.3.3.8. Anomalia Gravimétrica

As anomalias gravimétricas resultam de diferenças entre a gravidade esperada (teórica) e a medida, obtida após as correções mencionadas anteriormente. Como as rochas tem densidades diferentes, acabam causando anomalias que diferem de suas rochas vizinhas. Assim, é possível interpretar locais de maior ou menor densidade (contraste de densidade). As densidades das rochas estão entre os menos variáveis de todos os parâmetros geofísicos, e é dependente de sua composição mineralógica e dos fluidos em seus poros (Kearey *et al.*, 2009). Assim, já são pré-definidos os intervalos de densidades para vários tipos de rochas e minerais. A Tabela 1 indica intervalos de densidades para os principais tipos de rochas presentes em bacias sedimentares, que é o foco do presente estudo.

Rochas	Intervalo de Densidades ( $\text{mg/m}^{-3}$ )
Argila	1,63 – 2,60
Folhelho	2,06 – 2,66
Arenito	2,05 – 2,35
Calcário	2,60 – 2,80
Basalto	2,70 – 3,20

**Tabela 1** – Tabela de intervalos de densidade aproximados das principais rochas sedimentares encontradas em uma bacia (modificado de Kearey *et al.*, 2009).

Variações na porosidade são a principal causa de variações na densidade em rochas sedimentares. A densidade, além disso, tende a aumentar com a profundidade, devido à compactação, e com a idade, devido à cimentação progressiva (Kearey *et al.*, 2009).

As medições de valores relativos de gravidade, que consistem nas diferenças de gravidades entre locais, constituem o procedimento padrão nos levantamentos gravimétricos. Os valores de gravidade absolutos das estações de medição podem ser obtidos por meio da IGSN (*International Gravity Standardisation Network*), que significa Rede Internacional de Padronização da Gravidade, de 1971 (Morelli *et al.*, 1971), uma rede de estações onde os

valores absolutos de gravidade foram determinados com referência aos locais de medidas de gravidade absolutas. O valor absoluto de gravidade de um local qualquer pode ser determinado usando-se um instrumento de leitura relativa para determinar a diferença em gravidade entre uma estação IGSN e aquele local.

Se os valores absolutos de gravidade forem necessários para a comparação dos resultados com outros levantamentos gravimétricos, deve-se ter pelo menos uma estação-base facilmente acessível, onde os valores absolutos da gravidade sejam conhecidos. Se a localização da estação IGSN mais próxima for inconveniente, um gravímetro pode ser usado para estabelecer uma base local, medindo-se a diferença de gravidade entre a estação IGSN e a base local (Kearey *et al.*, 2009).

Durante um levantamento gravimétrico, o gravímetro é lido na estação base. Para cada estação são registrados a posição, o tempo, a elevação/profundidade da água e a leitura do gravímetro. Além disso, a latitude da estação deve ser determinada por mapas com escala de 1:10.000 ou maior, ou pelo uso de sistemas eletrônicos de posicionamento, devido à necessidade de uma medição de alta precisão. Com relação à determinação da elevação, assim como na aquisição sísmica, é indicado o uso de DGPS, que realiza a comparação entre sinais de GPS entre um receptor na base situada a uma elevação conhecida e um móvel de campo, podendo fornecer elevações com uma precisão de cerca de 25 mm (Davis *et al.*, 1989).

## **2. METODOLOGIA**

O primeiro passo para a realização do trabalho foi gerar mapas georreferenciados da região, com o objetivo de auxiliar a dinâmica em campo e determinar as áreas de aquisição, levando em consideração os acessos disponíveis para deslocamento. Assim, foi possível realizar os primeiros levantamentos geofísicos do projeto, consistidos por linhas sísmicas e gravimétricas. Esses dados foram os primeiros fornecedores de informações geofísicas do estudo e, por meio de mapas gerados através do *software* Oasis Montaj, com informações dos

dados da gravimetria terrestre coletados na região, foi possível integrá-los com outros dados geofísicos e geológicos.

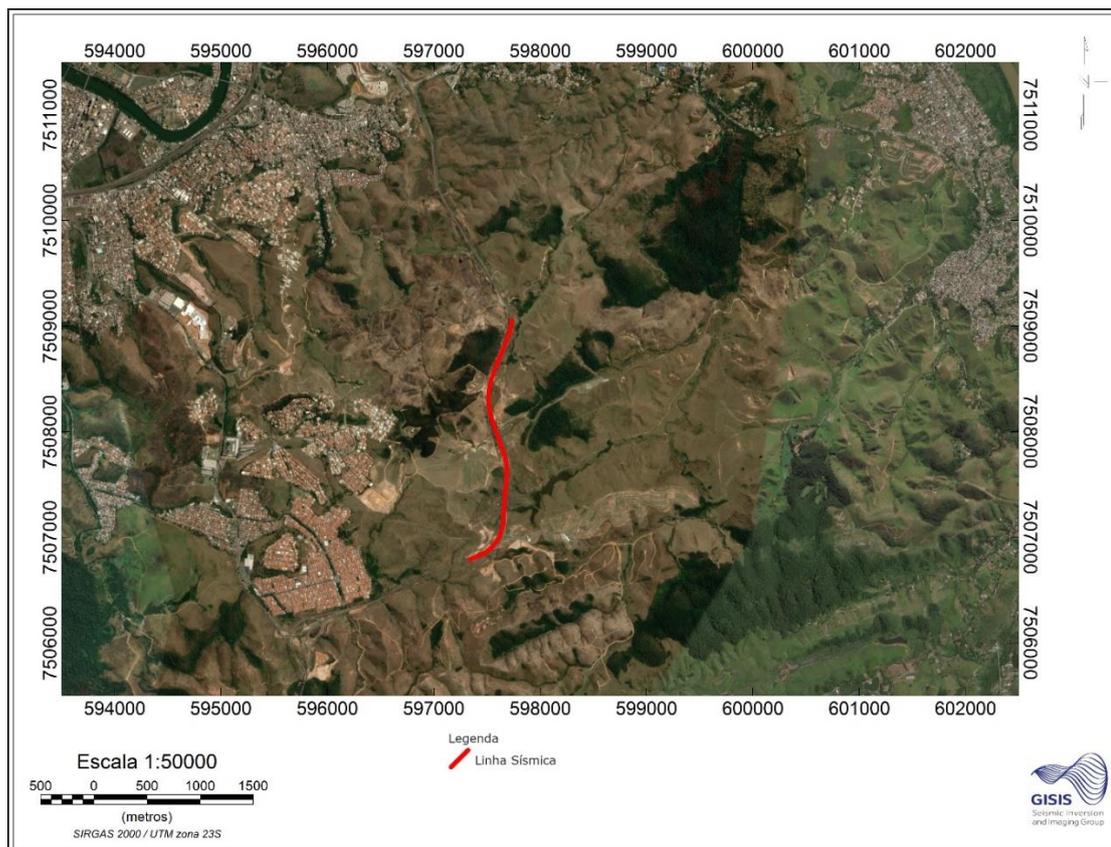
Foi produzido um modelo digital de elevação de terreno, que foi utilizado para o mapeamento de alinhamentos de cristas topográficas e de drenagens da região estudada, a fim de interpretar os padrões de lineamentos estruturais. Além desse estudo, as análises realizadas em campo e pesquisas bibliográficas de estudos anteriores, realizados na área, proporcionaram a construção de uma base de informações geográficas, geológicas e geofísicas.

## 2.1. AQUISIÇÃO SÍSMICA

Para a aquisição dos dados sísmicos terrestres foram utilizados diversos equipamentos pelo grupo GISIS, dentre eles geofones de 4 Hz e 14 Hz e uma fonte móvel geradora de ondas sísmicas PEG (*Propelled Energy Generator*), que utiliza uma tecnologia de banda de elastômero simples e eficaz para impulsionar o martelo a uma alta velocidade. A fim de identificar, medir as ondas sísmicas e registrar os seus tremores, foi utilizado o gravador sísmico Geode, que permite a detecção de eventos e a sincronização com relógio GPS.

Ligado a um computador portátil, foi possível visualizar, gravar e até mesmo realizar um controle dos dados simultaneamente à aquisição, com o intuito de garantir a detecção de eventuais problemas relacionados aos disparos e às leituras. Além de cabos conectores, marreta e caminhonete, o DGPS (*Differential Global Positioning System*) também foi necessário. Trata-se de uma evolução do GPS, que provê uma melhora significativa na precisão da localização, partindo de uma diferença entre 15 m obtida com o GPS para cerca de 25 mm nas melhores implementações do DGPS.

A aquisição do dado sísmico utilizado neste trabalho ocorreu entre os dias 23 e 28 de novembro de 2017. A linha sísmica, de extensão de 3200 metros de comprimento, está localizada ao longo da Rodovia do Contorno, próximo à cidade de Volta Redonda, que liga a rodovia Lúcio Meira (ou BR-393) à BR-116, mais conhecida por Via Dutra (Fig. 24).



**Figura 24** – Imagem de satélite gerada através do software Oasis Montaj, mostrando a localização das aquisições sísmica e gravimétrica sob a Rodovia do Contorno, cidade de Volta Redonda.

## 2.2. AQUISIÇÃO GRAVIMÉTRICA

O gravímetro utilizado pelo grupo GISIS para a medição dos valores de gravidade foi o CG-5 Autograv da empresa Scintrex. Trata-se de um gravímetro diferencial eletrônico e portátil. O elemento sensorial deste gravímetro é baseado em uma mola acoplada a uma massa de prova composta por um sistema de molas de quartzo fundido não magnético. A força gravitacional exercida na massa de prova é balanceada pela mola e por uma força eletrostática restauradora. O equipamento fornece uma medida do deslocamento da massa de prova até a sua posição de equilíbrio, sendo esse deslocamento proporcional à variação da aceleração da gravidade em relação a um valor de referência.

### 2.3. GERAÇÃO DE MAPAS

A geração de todos os mapas utilizados no presente estudo foi realizada através do *software* Oasis montaj da plataforma Geosoft, versão 9.4.3., licença acadêmica da Universidade Federal Fluminense (UFF). Foi utilizado para a geração de cada um dos mapas o Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas (SIRGAS) 2000, que se trata do mais recente sistema de referência geodésico para o Sistema Geodésico Brasileiro (SGB) e para as atividades da Cartografia Brasileira, resultado do levantamento de dados realizado por uma rede de estações GNSS de alta precisão distribuídos pelo continente. GNSS (*Global Navigation Satellite System*), que significa Sistema de Navegação Global por Satélite, é o termo padrão para o sistema de navegações por satélite e fornece o posicionamento geográfico espacial com cobertura global.

Os primeiros mapas foram gerados através de arquivos KMZ, que consiste em arquivos com limites geográficos de todos os municípios do Brasil, fornecidos pelo IBGE. Sobrepondo essa informação à imagem de satélite do *software* Google Earth, foi possível analisar a geografia local da região. A necessidade de conhecer os limites topográficos, urbanos e hidrológicos surgiu do objetivo de uma melhor organização da programação e da operação das atividades de campo gravimétricos e sísmicos. Assim, foi elaborado um mapa de vias de trânsito contendo a disposição geográfica das ruas, avenidas, rodovias e estradas, possibilitando uma melhor análise dos acessos disponíveis para deslocamento e realização das aquisições.

Em seguida, foi consultado o acervo de mapas geológicos do Serviço do Brasil – CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) em *Shapefile* (SHP), utilizado como base geológica para o projeto. O próximo mapa do projeto foi gerado sobre essa base, onde foram inseridos os pontos de aquisição sísmica e gravimétrica realizados. Trata-se de um mapa em constante atualização, conforme novas aquisições são realizadas. Esse mapa permite a observação da localização dos dados sobre a geologia local e, com isso, auxiliar na sua interpretação e avaliar a necessidade de outras linhas de aquisição para novas atividades em campo.

A próxima etapa foi produzir um modelo SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), que consiste no modelo digital de elevação de terreno, com o objetivo de gerar uma base completa de cartas topográficas digitais terrestre de alta resolução. A missão foi lançada em

fevereiro de 2000 pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), juntamente com a NIMA (*National Imagery and Mapping Agency*), a DLR (Agência Espacial Alemã) e a ASI (Agência Espacial Italiana). Os resultados dessa missão são amplamente utilizados no estudo do relevo brasileiro e auxiliou, inclusive, no presente estudo. O modelo digital de elevação de terreno foi utilizado para o mapeamento de cristas topográficas e de drenagens da região do Gráben de Casa de Pedra, a fim de interpretar os padrões de lineamentos estruturais.

Através do mapa SRTM foram gerados arquivos em formato *shapefile*, que contém dados geoespaciais em forma de vetores, usado por um Sistema de Informações Geográficas (SIG) e descreve geometrias como pontos, linhas e polígonos. Analisando a topografia proporcionada pelo modelo digital de elevação de terreno, foi possível correlacionar altos de cristas topográficas com baixos de drenagens e gerar o mapa de lineamentos estruturais registrados nesse formato de arquivo. O mapa de lineamentos é uma ferramenta fundamental para a análise estrutural da área.

### 3. RESULTADOS

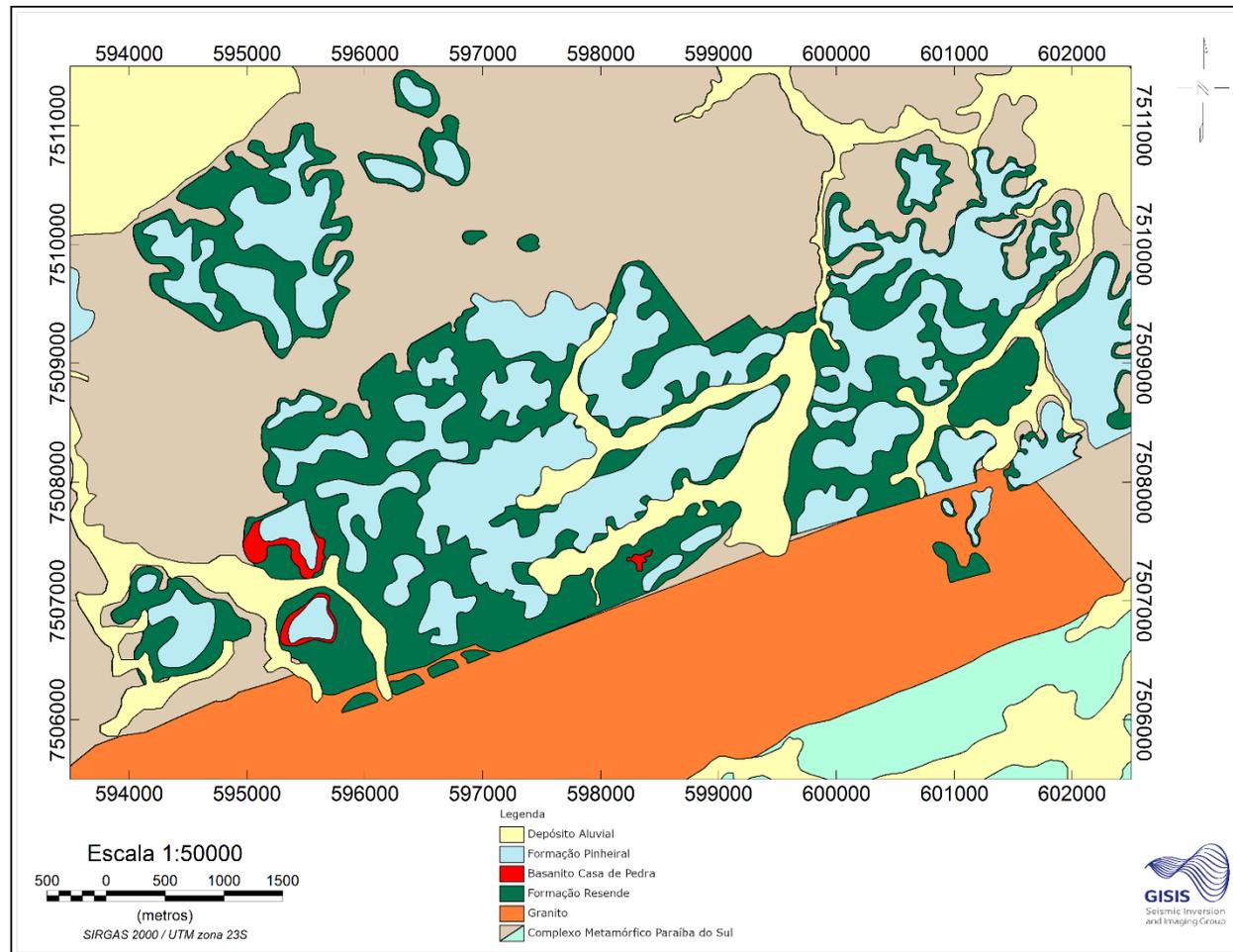
#### 3.1. MAPAS

Individualmente, cada mapa contribuiu para distintas etapas do projeto desde o seu início e continua em constante atualização conforme o seu progresso. Serão abordados: 1) Mapa da Geologia Local; 2) Imagem de Satélite da Região; 3) Mapa de Acessos Urbanos; 4) Modelo Digital de Elevação de Terreno; 5) Mapa de Cristas e Drenagens; 6) Mapa de Lineamentos; 7) Mapa Gravimétrico. Todos foram gerados através do *software* Oasis montaj da plataforma Geosoft, versão 9.4.3., licença acadêmica da Universidade Federal Fluminense (UFF).

##### 3.1.1. Mapa da Geologia Local

O Mapa da Geologia Local (Fig. 25) foi baseado nos estudos de Negrão (2014) e demarca as unidades de principal acúmulo sedimentar cenozóicas da bacia de Volta Redonda, com enfoque na região do Gráben de Casa de Pedra. Assim, foi possível gerar um arquivo em formato *shapefile* contendo essa demarcação para sua visualização espacial nos próximos mapas.

É possível observar, ao centro, o contorno do Gráben de Casa de Pedra, ao lado da área Jardim Amália. As sedimentações representadas em amarelo tratam-se de sedimentos aluviais; em verde, Formação Resende; em azul, Formação Pinheiral; em vermelho, Basanita Casa de Pedra; em laranja, granito. Nota-se que neste depocentro a porção de maior ocorrência é a Formação Resende. Os depósitos da Formação Pinheiral, que correspondem ao último episódio de sedimentação paleogênica da bacia (Sanson *et al.*, 2006), são verificados dispostos se sobrepondo à Formação Resende.

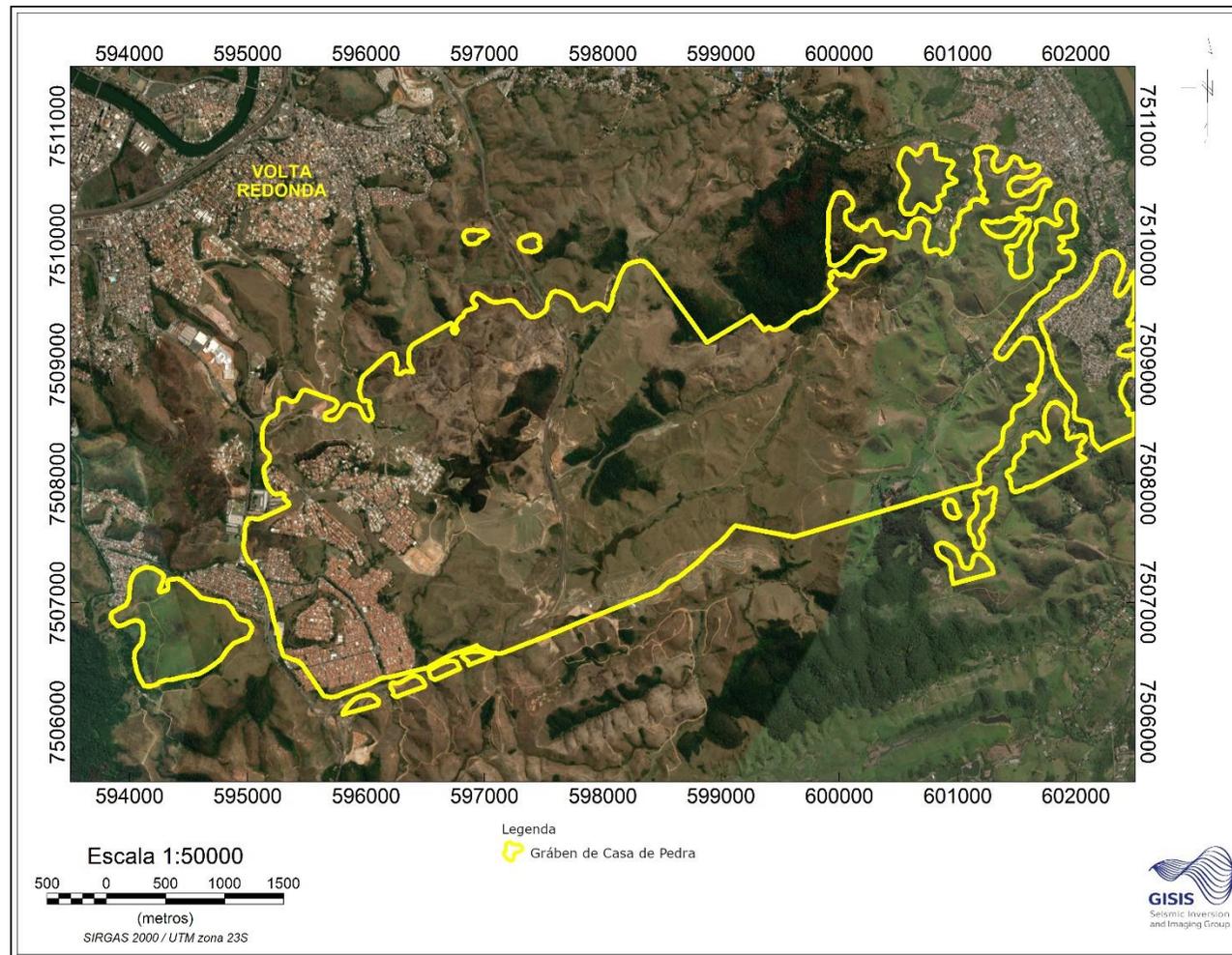


**Figura 25** – Mapa da Geologia Local, utilizado para a demarcação geográfica do Gráben de Casa de Pedra. Fonte: Modificado de Negrão (2014).

### 3.1.2. Imagem de Satélite da Região

O sensoriamento remoto é composto por um conjunto de técnicas para a obtenção de imagens da superfície terrestre sem a necessidade de um contato físico de qualquer espécie entre o sensor e o objeto. O recurso de sensoriamento remoto utilizado nesse trabalho foi a imagem de satélite. Entre os satélites mais importantes e utilizados no Brasil para a observação e registro de informações da superfície estão o Landsat e o CBERS (Satélite Sino-Brasileiro de Recursos Terrestres), que tornaram possível realizar um estudo interativo das vias urbanas de acesso aos locais de interesse de estudo, analisar o comportamento geológico, hidrográfico e geomorfológico da região.

A Imagem de Satélite da Região (Fig. 26) ilustra a região geográfica estudada, com enfoque em sua área de urbanização, vegetação, formas geomorfológicas e seus altos e baixos geográficos. Seu objetivo é de contextualizar regionalmente o ambiente em que a área de estudo demarcada está inserida.



**Figura 26** – Imagem de Satélite da Região, contextualizando geograficamente o ambiente em que a área de estudo está inserida.

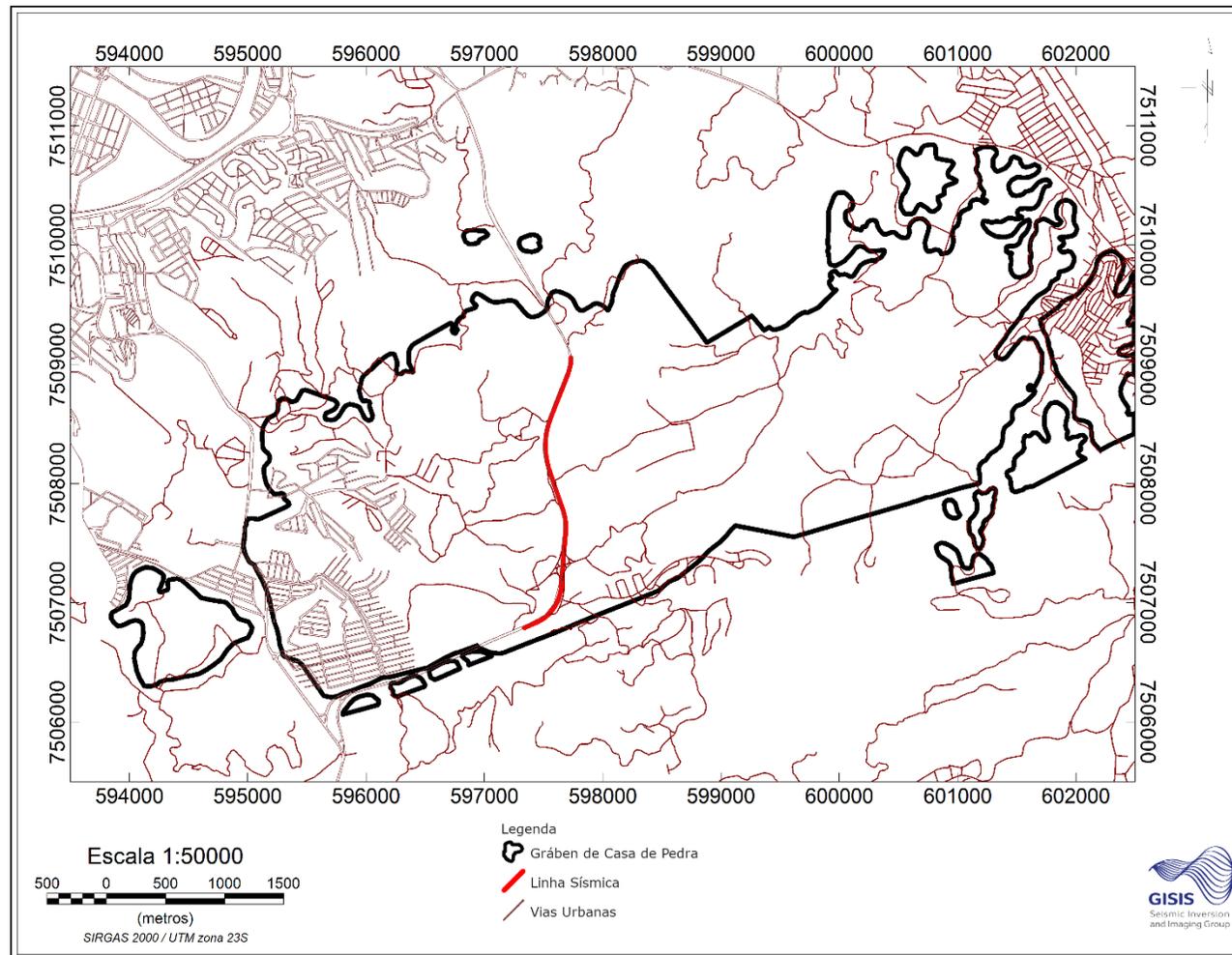
### 3.1.3. Mapa de Acessos Urbanos

O mapa de acessos urbanos (Fig. 27) mostra a localização, dimensão e conexão entre as malhas viárias. Um dos desafios para o projeto do GISIS consistia no planejamento das linhas de aquisição sísmica e gravimétrica dentro do perímetro urbano, de modo a escolher localizações que contemplassem tanto o interesse geológico para os objetivos do projeto quanto serem de acesso possível.

Para analisar os acessos de mobilização possíveis, foram exportados *shapefiles* do site da Forest-GIS. Este possui uma sessão que tem como meta ser um dos maiores agregadores de *links* para dados geográficos em língua portuguesa. Assim, foi possível encontrar informações geográficas diversas em formato *shapefile*, dentre elas dados da malha viária de todo o Brasil, contendo ruas, avenidas, rodovias e estradas existentes atualmente, consultados nos acervos de dados do IBGE.

Através da imagem de satélite da região foi possível complementar, utilizando o programa Oasis Montaj, as informações contidas nesse *shapefile* obtido no site Forest-GIS. Tratando-se de um arquivo com dados em grande escala, foi necessário complementar vias de acesso urbano menores que não estavam contidas, bem como algumas ruas de surgimento recente.

O Mapa de Acessos Urbanos possibilita visualizar a disposição geográfica da linha sísmica estudada neste trabalho, em vermelho, adquirida ao longo da Rodovia do Contorno pelo grupo GISIS. Notar que essa sísmica foi adquirida na direção S-N, transversal ao Gráben de Casa de Pedra.



**Figura 27** – Mapa de Acessos Urbanos, utilizado para o planejamento dos acessos disponíveis para a realização de futuras aquisições.

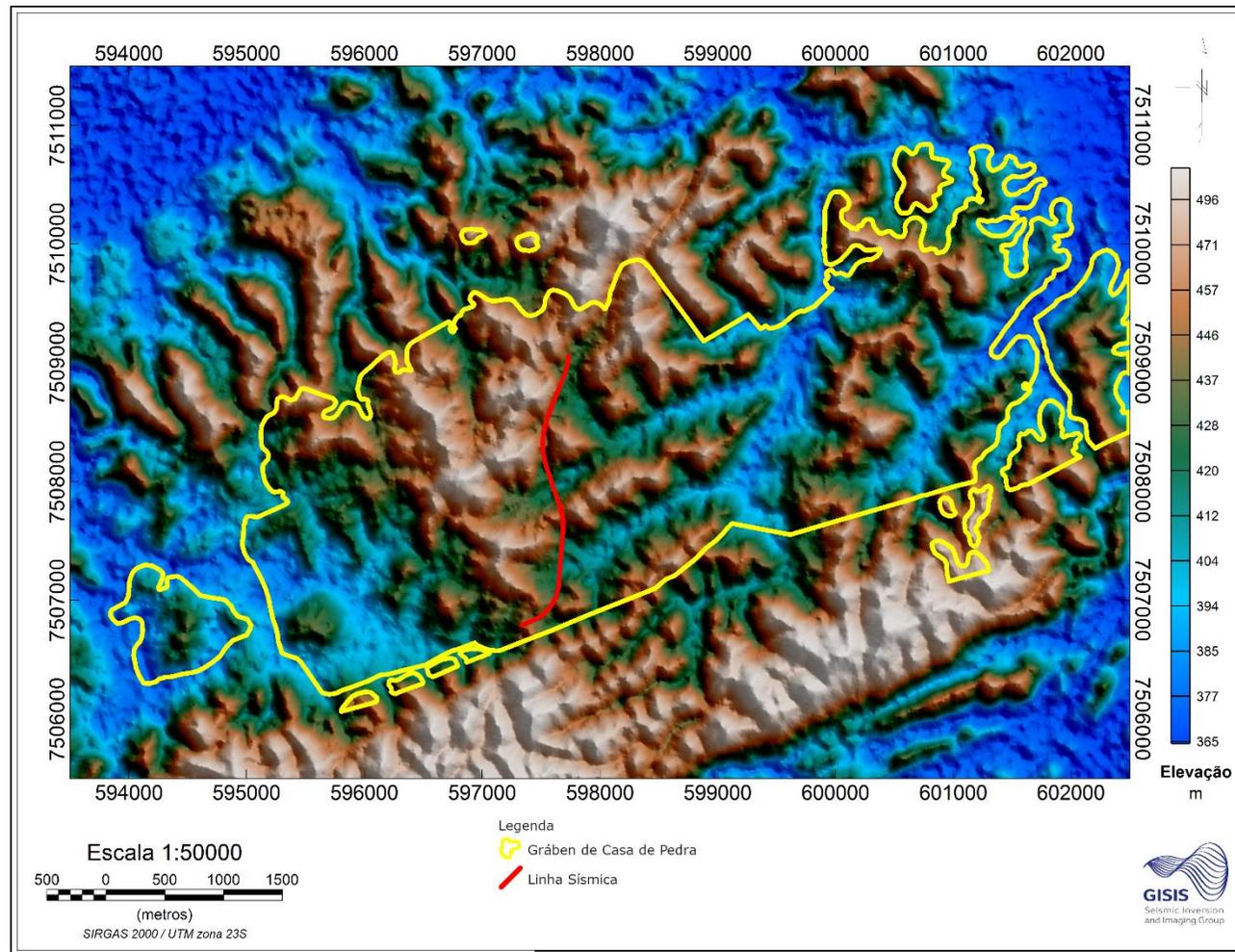
#### 3.1.4. Mapa de Elevação de Terreno

Um modelo digital de elevação evidencia o relevo da superfície terrestre de uma área alvo, permitindo a derivação de informações sobre a declividade, exposição solar e mapeamento de cristas e drenagens de áreas extensas. Inicialmente, os modelos eram gerados a partir da digitalização de dados topográficos coletados em campo. Atualmente, são obtidos através de métodos como a estereoscopia orbital e interferometria por radar. Dessa forma, áreas extensas são cobertas em menor tempo.

A estereoscopia orbital tem como base a comparação entre pares estereoscópicos de uma mesma área, de modo a extrair informações de duas imagens de um mesmo local, adquiridas em ângulos diferentes de imageamento. A interferometria por radar trata-se de uma técnica de imageamento ativo, em que o radar emite o sinal através de uma antena central e registra as características do retorno desse sinal em duas antenas localizadas em uma distância conhecida (Landau, 2011).

O modelo digital de elevação utilizado no presente estudo (Fig. 28) foi o SRTM, um exemplo de modelo gerado pelo método de interferometria por radar. A missão SRTM objetivou gerar um modelo digital de elevação de 80% do globo terrestre (entre as latitudes 54°S e 60°N) através desse método por sensoriamento remoto operante na faixa de microondas (Rabus *et al.*, 2003). Os dados referentes à América do Sul foram disponibilizados na resolução espacial de 3 arcos de segundo (~ 90 m), no sistema de coordenadas Lat/Long e Datum WGS84.

O Mapa de Elevação de Terreno demarca de maneira acentuada os altos e baixos topográficos. Dessa forma, esse mapa foi utilizado para o mapeamento de cristas topográficas e de drenagens da região do Gráben de Casa de Pedra. Seu objetivo foi auxiliar nos estudos de interpretação dos padrões de lineamentos estruturais.



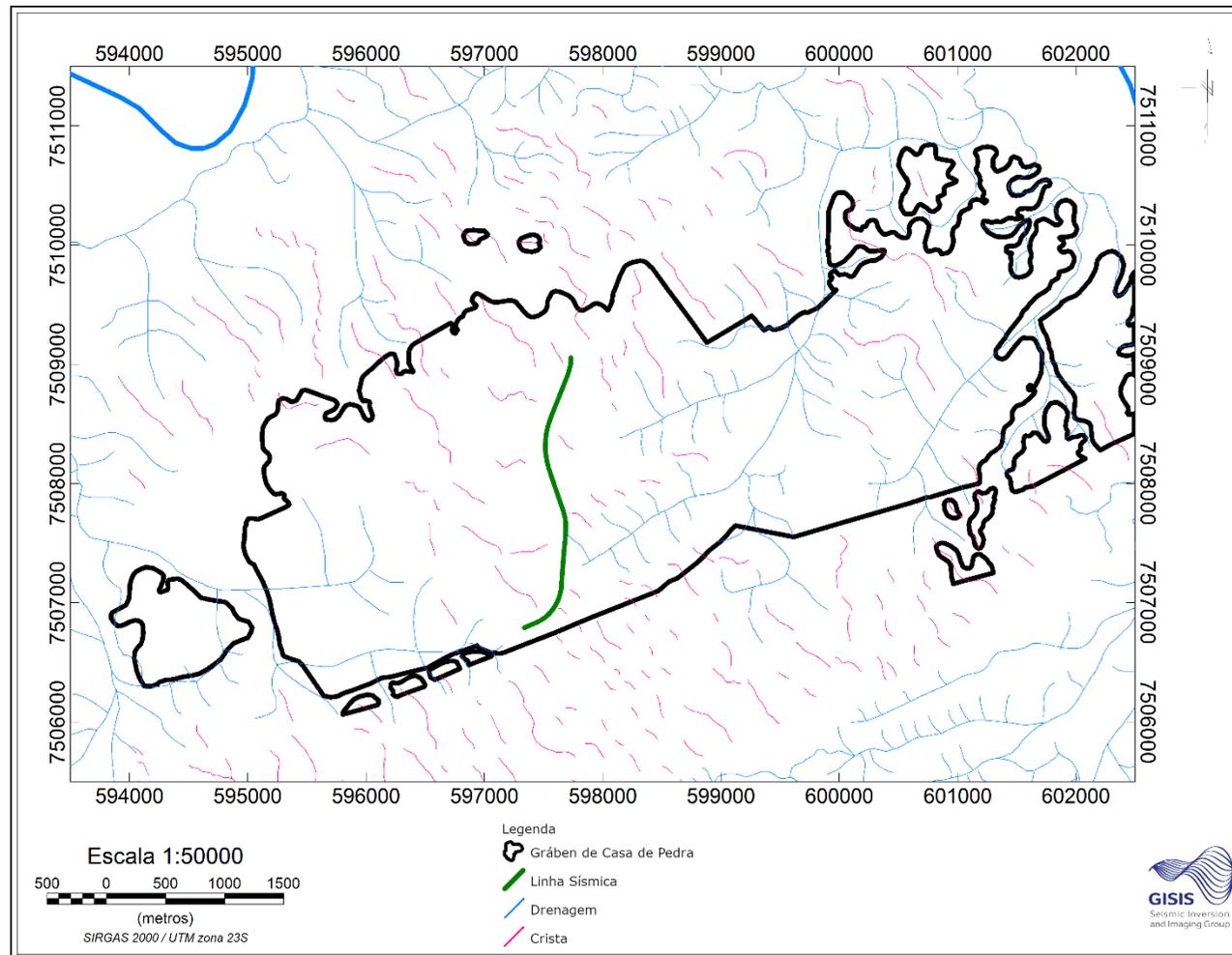
**Figura 28** – Mapa de Elevação de Terreno, utilizado para o mapeamento de cristas topográficas e drenagens da região do Gráben de Casa de Pedra.

### 3.1.5. Mapa de Cristas e Drenagens

O estudo dos lineamentos através de modelos digitais de terreno é muito útil nas interpretações morfoestruturais e geomorfológicas, pois, no caso da área em questão, conseguiu-se uma interpretação morfoestrutural que seria, de certa forma, difícil de visualizar em campo devido a sua grande extensão e difícil acesso.

Os lineamentos são segmentos retilíneos ou ligeiramente curvos, podendo ser lineamentos de relevo (positivos) ou de drenagem (negativos), visualizáveis, por exemplo, através de vales lineares e encaixados entre cristas alinhadas. Através da análise das direções entre essas duas feições, as cristas e as drenagens, que foi possível determinar o padrão de lineamentos da área.

Analisando o Mapa de Cristas e Drenagens (Fig. 29) é possível definir uma hegemonia de cristas orientadas na direção NW-SE, bem como está orientada a maioria dos tributários das drenagens. Isso pode significar o predomínio de lineamentos orientados nessa mesma direção, mas todo o conjunto deve ser analisado antes de alcançar uma conclusão, visto que, tanto o rio principal quanto algumas cristas estão orientados em outras direções. Recomenda-se, para trabalhos futuros, um estudo estrutural mais aprofundado.



**Figura 29** – Mapa de Cristas e Drenagens, utilizado para a interpretação dos lineamentos através da relação entre altos e baixos de relevo.

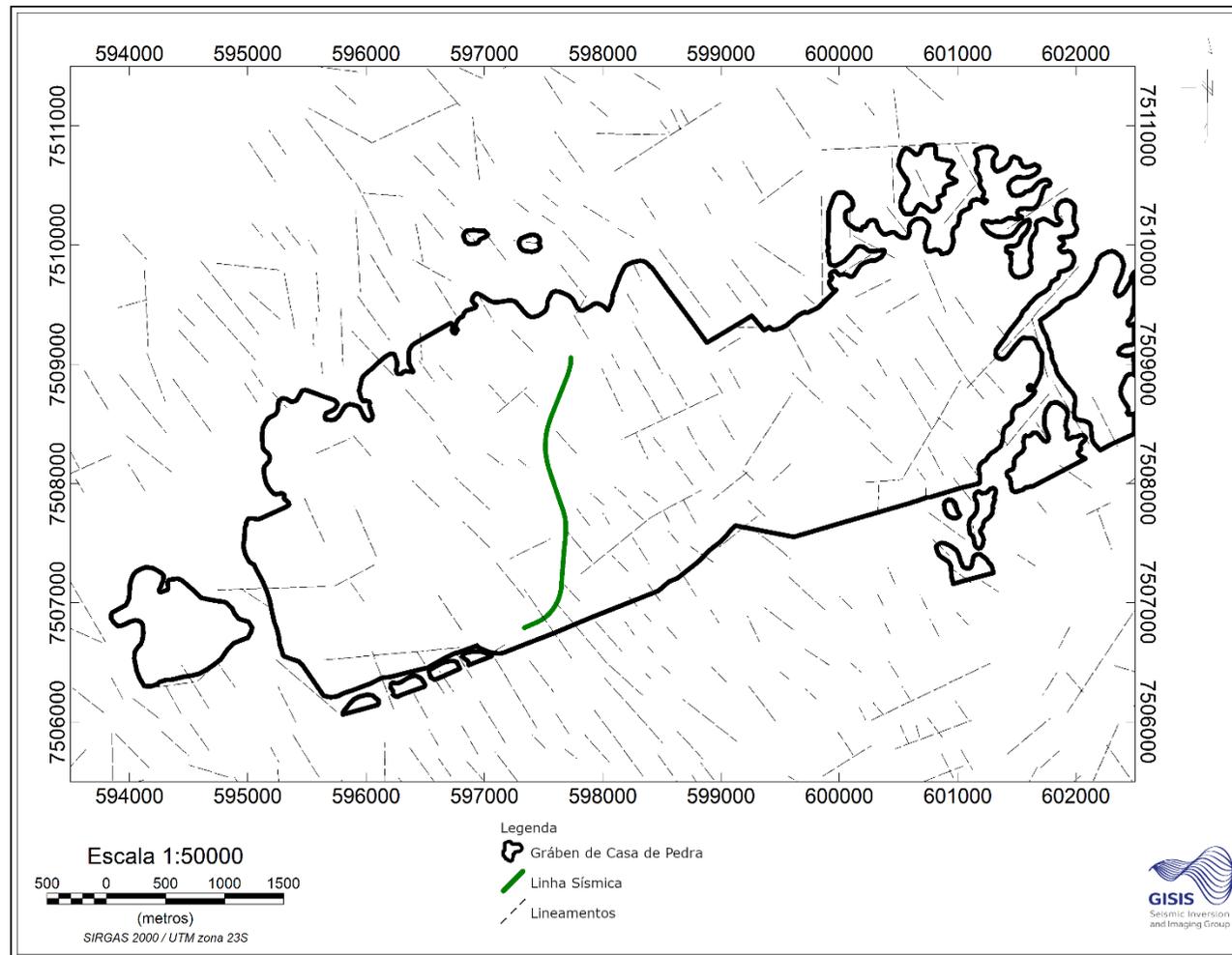
### 3.1.6. Mapa de Lineamentos

Lineamentos são definidos como feições mapeáveis na superfície terrestre, linear, retilínea ou suavemente encurvada, que refletem fenômenos de subsuperfície associados com o movimento diferencial de blocos falhados. Esta falha pode atingir diversas dimensões, causando deslocamentos no terreno na ordem de milímetros ou até mesmo de quilômetros, podendo atingir dimensões continentais (O'Leary *et al.*, 1976). Mapear esses lineamentos pode levar ao reconhecimento de falhas no terreno, visto que estes representam importantes elementos para a interpretação do contexto tectônico da área estudada.

Geralmente, o mapeamento dos lineamentos estruturais é realizado de modo visual a partir de vetorização, visto que as feições no terreno ocorrem de forma complexa. Assim, essas estruturas foram manualmente traçadas no programa Oasis Montaj, através da interpretação de cada cristas e padrões de drenagem identificados.

É possível observar, através da análise do Mapa de Lineamentos (Fig. 30), uma hegemonia de lineamentos de direção NW-SE, seguido por outros com orientação NE-SW. Segundo Negrão (2014), esses lineamentos atuam como as principais estruturas controladoras das ocorrências sedimentares paleogênicas ao norte e ao sul do Gráben de Casa de Pedra. Essas estruturas são admitidas como sistemas de falhas normais paleogênicas, reativadas a partir de zonas de cisalhamentos anteriores devido a um regime tectônico de distensão NW-SE (Riccomini, 1989). Segundo Sanson (2006), essas estruturas estariam associadas à origem da bacia de Volta Redonda, uma vez que a principal área de preservação do registro deposicional paleogênico apresenta uma elevada razão entre comprimento sobre largura, característica comum de depressões em riftes.

O autor afirma ainda que essa ocorrência pode também estar associada à zona de transferência entre as bacias de Volta Redonda e Resende, segundo a definição de Faults & Varga (1998). Isso evidencia uma inversão da falha principal de uma bacia em relação a outra, classificando essa zona de transferência como do tipo conjugada e convergente, segundo a classificação de Morley *et al.* (1990). Riccomini (1989) sugere que essa porção entre ambas as bacias teria sido originalmente preenchida por depósitos paleogênicos, sendo posteriormente erodidos em decorrência de seu soergimento por subsequentes eventos de deformação rúptil (Fig. 4).

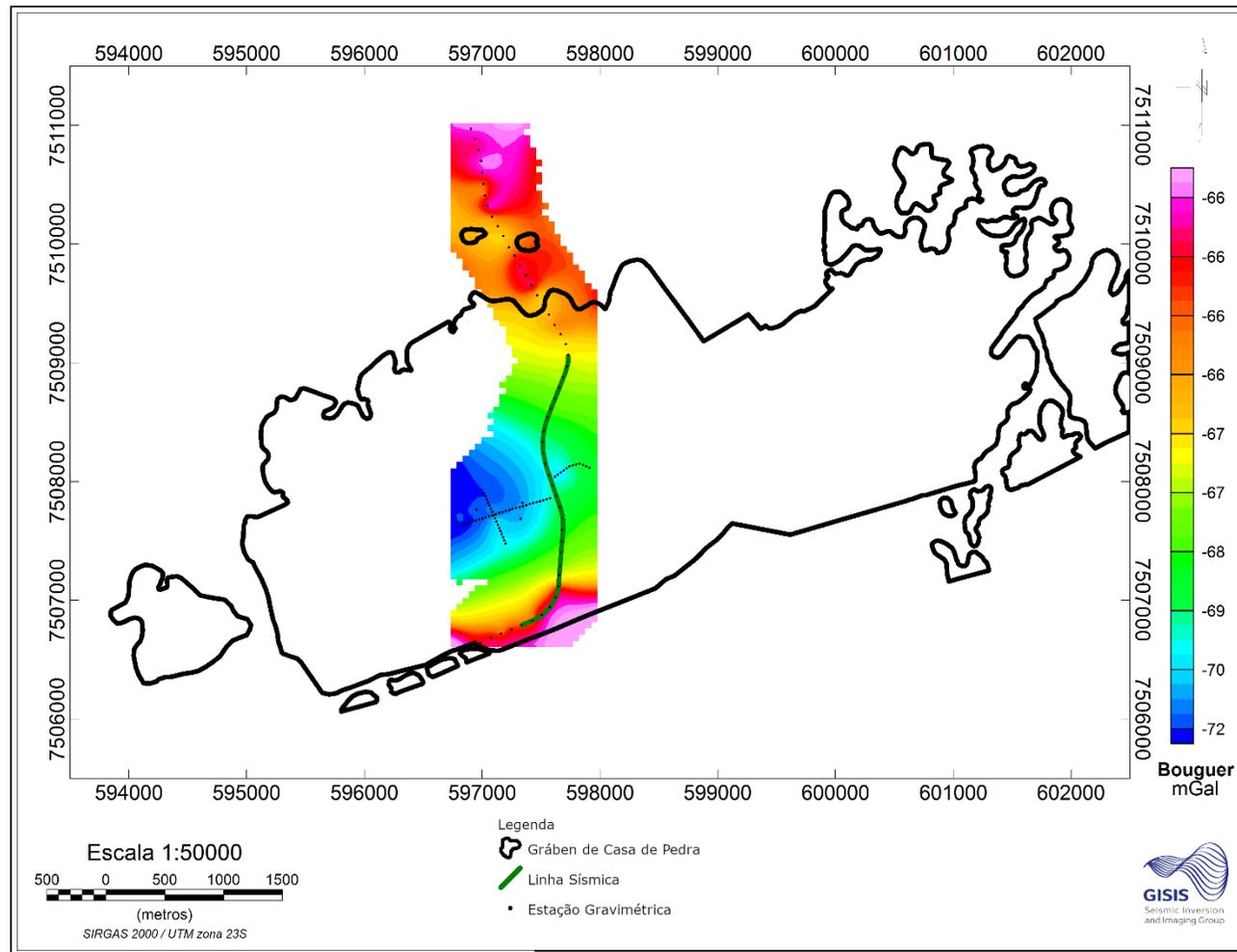


**Figura 30** – Mapa de Lineamentos, fundamental para a análise de fraturamentos e da compartimentação estrutural da área.

### 3.1.7. Mapa Gravimétrico

O processamento da gravimetria foi realizado pelo grupo GISIS, no software Oasis Montaj, e seguiu o fluxograma tradicional segundo Kearey *et al.*, 2002. As etapas de *Drift*, correção de latitude, correção de maré, correção de ar livre, correção de Bouguer e correção de terreno foram realizadas para a geração do mapa de anomalia Bouguer total, com densidade  $\rho$  de  $2,67\text{ g/cm}^3$  e referência adotada de WGS-1984 (Li & Götze, 2001; Hofmann-Wellenhof & Moritz, 2005). Após essa redução gravimétrica, é possível observar o mapa de anomalia Bouguer total (Fig. 31).

Estudos da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) realizados simultaneamente na mesma área de Volta Redonda estimaram a densidade do embasamento como  $2,67\text{ g/cm}^3$  e a densidade dos sedimentos como  $1,90\text{ g/cm}^3$ . Através desse mapa, é possível observar os valores de aceleração da gravidade da região variando entre  $-72,1$  até  $-65,7$  mGal. Nas bordas do gráben, a aceleração da gravidade é maior, representado por cores mais quentes, como se é esperado graças à elevada densidade do embasamento pré-cambriano. Em contrapartida, na porção central do gráben, nota-se um valor de aceleração de gravidade menos intensa, correspondendo ao depocentro da bacia, devido à sua espessa camada de sedimentos com densidade comparativamente menor que a do embasamento.



**Figura 31** – Mapa Gravimétrico, fundamental para a correlação entre as informações gravimétricas e sísmicas do projeto.

## 4. DISCUSSÃO

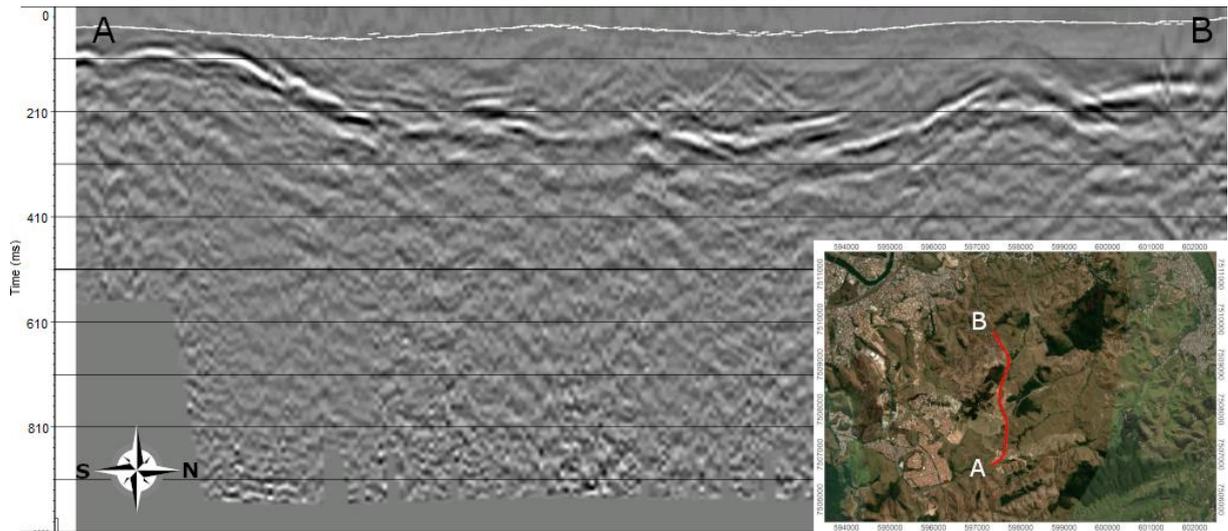
O presente estudo tem como foco sintetizar as informações geofísicas e geológicas adquiridas pelo GISIS, subsidiadas por estudos bibliográficos realizados na região, de modo a promover um maior entendimento dos aspectos litológicos, estruturais e históricos do Gráben de Casa de Pedra. Analisando integradamente os dados de gravimetria e sísmica adquiridos, foi possível realizar uma correlação entre as informações acerca da geometria desse gráben e estabelecer uma analogia com o modelo considerado como a configuração atual do embasamento pré-cambriano da região. Além disso, as análises da elevação do terreno e dos lineamentos, possibilitaram corroborar algumas hipóteses propostas anteriormente por outros autores sobre a Bacia de Volta Redonda.

### 4.1. INTEGRAÇÃO GEOFÍSICA

A seção sísmica analisada neste estudo foi adquirida e processada pelo GISIS, localizada ao longo da Rodovia do Contorno, próximo à cidade de Volta Redonda (Fig. 24). A seção é definida por uma linha sísmica cuja aquisição se deu início do ponto A até o ponto B (Fig. 32), com uma extensão de aproximadamente 3200 metros de comprimento, definidos pelas coordenadas (SIRGAS 2000, UTM zona 23S) descritas na tabela abaixo.

Pontos	Coordenadas X	Coordenadas Y
A	597338,685	7506789,948
B	597732,241	7509055,838

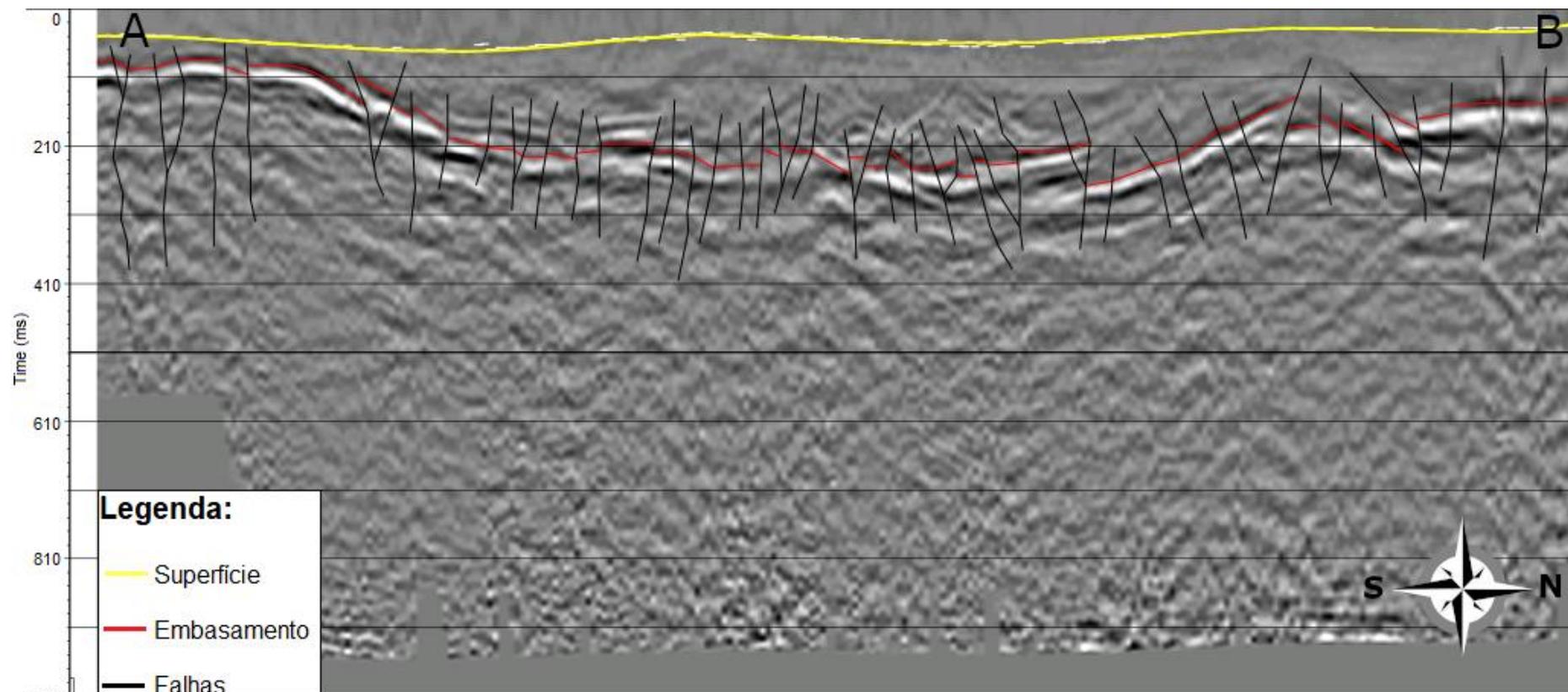
**Tabela 2** – Coordenadas dos pontos que definem a localização da linha sísmica estudada.



**Figura 32** – Seção sísmica em tempo empilhada adquirida na região do Gráben de Casa de Pedra, próximo ao seu depocentro. Perfil de aproximadamente 3200 metros de comprimento e aquisição de orientação S-N, iniciada no ponto A e finalizada em B, conforme é possível observar, demarcado em vermelho, no mapa em miniatura, visível também na Figura 24.

O processamento dessa seção sísmica, ainda em execução, está sendo realizado através do *software* Vista, tendo passado pelas etapas de carregamento dos arquivos SPS (*Shell Processing Support*) da geometria, filtragem de frequências prejudiciais ao dado, silenciamento do ruído *ground-roll*, deconvolução, análise de velocidade, correção estática e empilhamento, de modo a obter esse dado livre de ruídos que poderiam influenciar uma interpretação equivocada.

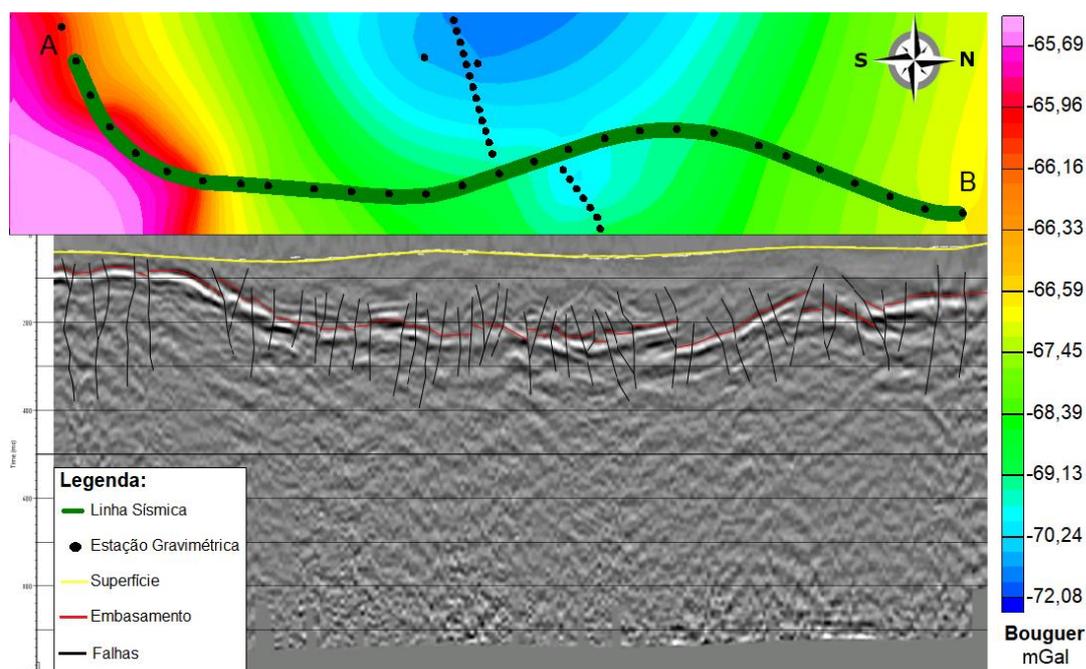
A etapa de migração, ainda está sendo aperfeiçoada pelo grupo e não foi aplicada na seção sísmica estudada. Responsável pela realocação dos refletores para as suas verdadeiras posições e colapso das difrações, é uma etapa que promove à seção sísmica final uma maior coerência em relação à geologia de subsuperfície. Por esse motivo, a interpretação sísmica aqui apresentada (Fig.33) possui caráter preliminar, mas oferece uma análise prévia da geometria do embasamento e da trama estrutural que afeta também a sessão sedimentar, sendo possível estabelecer algumas conclusões geológicas, a serem melhor delineadas conforme o processamento sísmico avança e novas linhas sejam adquiridas pelo projeto.



**Figura 33** – Seção sísmica em tempo duplo empilhada, interpretada através do *software* Inkscape, sugerindo o mapeamento da superfície quaternária (em amarelo), embasamento pré-cambriano (em vermelho) e falhas (em preto) que penetram na seção sedimentar. Notar uma possível geometria em hemi-gráben do embasamento, de elevação gradativamente crescente nas suas bordas, sendo mais acentuado em sua porção sul, e a aparente presença de estruturas em flor.

A interpretação sísmica preliminar mostra que o embasamento, bem como a seção sedimentar sobreposta, estão bastante fraturados, contendo uma série de falhamentos normais, em estilo dominó, mas também com potenciais estruturas em flor, características de movimentos transcorrentes. Por se tratarem de falhas que não somente afetam o embasamento, como também a seção sedimentar mais nova, de idade mais recente que o Paleoceno (Negrão *et al.*, 2015 a partir de Sanson, 2006), acredita-se que suas origens ou reativações estão vinculadas à eventos neotectônicos.

A geometria sugerida do embasamento é a de um hemi-gráben, onde é possível observar sua topografia progressivamente crescente nas laterais da seção sísmica, conforme aumenta a proximidade com as bordas do Gráben de Casa de Pedra. Contudo, esta interpretação necessita de maiores dados, como a realização de mais levantamentos sísmicos e gravimétricos. Uma técnica realizada para estudar essa possibilidade foi a correlação entre os dados processados de sísmica e de gravimetria, adquiridos na mesma região (Fig. 34). Essa análise foi realizada entre a seção sísmica em tempo empilhada e o Mapa Gravimétrico, observado na Figura 31.



**Figura 34** – Correlação entre os dados processados de sísmica e de gravimetria adquiridos na mesma região. É possível observar uma anomalia gravimétrica negativa em sua porção central, valor que aumenta gradativamente conforme a borda é alcançada, evidenciando uma semelhança entre a informação gravimétrica e sísmica. Os pontos A e B demarcados representam a direção da aquisição realizada, que pode ser observada em mapa na Figura 24, onde B está ao Norte e A ao Sul.

O dado gravimétrico processado corresponde ao mapa de anomalia Bouguer (Fig. 31), que fornece informação sobre as diferentes distribuições laterais de densidade em subsuperfície terrestre através dos contrastes gravimétricos. Os valores de anomalia observados são negativos devido à espessura crustal na região. O importante é observar a variação desses valores. Para o presente estudo, tratando-se de um cenário de bacia sedimentar intracratônica de idade paleógena, foi analisado o sinal gravimétrico gerado pelas estruturas que preenchem a bacia – formações sedimentares e embasamento cristalino.

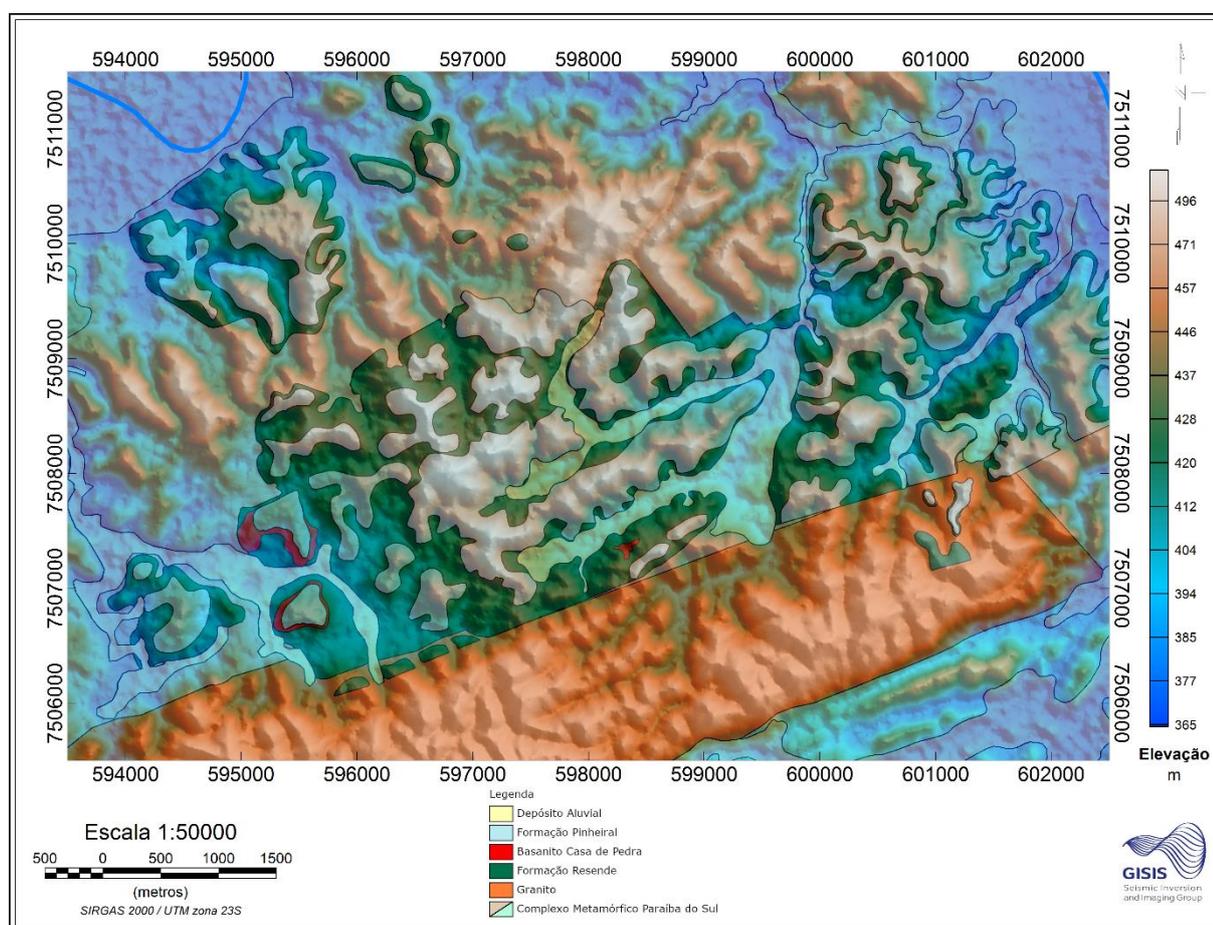
A densidade de um pacote de rochas sedimentares é bem menor que a densidade de porções de rochas graníticas. Esse contraste de densidades gera um sinal gravimétrico mais negativo em áreas de deposição sedimentar, uma vez que esses sedimentos conferem uma deficiência de massa nas áreas em que estão presentes, correspondendo aos valores de cores mais frias. Analogamente, quanto menor o pacote de sedimentos presente, a densidade predominante se torna a do embasamento, de modo a aumentar o valor da anomalia gravimétrica, representado pelas cores mais quentes.

As anomalias gravimétricas Bouguer se correlacionam fortemente com a estrutura sugerida do embasamento, apresentada na seção sísmica interpretada. O valor de gravidade Bouguer menor que os valores circundantes na porção central da linha de aquisição destaca-se no mapa. É possível inferir que essa é a zona de maior deposição sedimentar do gráben e, analisando a seção sísmica, coincide com o aparente depocentro da bacia. Além disso, é observado que na direção sul (A), a densidade é acentuadamente maior que ao norte (B), de modo que esses valores mudam mais abruptamente em A do que em B, que tem um gradiente de contraste mais suave. Isso pode ser o indicativo de uma região de hemi-gráben, tal qual foi sugerido através da seção sísmica, onde a porção de maior densidade pode ser associada à borda de falha, ao sul, devido a existência de fortes gradientes de anomalia Bouguer de curto comprimento de onda. Já a de menor densidade, com maior acumulação de sedimentos, representa a borda flexural. Mais informações são necessárias para confirmar esta hipótese.

Os métodos de gravimetria e sísmica fornecem dados com informações semelhantes sobre a configuração do gráben em subsuperfície. É necessário verificar como essas informações se relacionam com a geologia de superfície, de modo a investigar mais detalhadamente a história evolutiva da região do Gráben de Casa de Pedra.

## 4.2. INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA

O Mapa de Elevação de Terreno (Fig. 28) mostra os valores de altitude presentes na região. É possível identificar os altos e baixos topográficos, que contrastam em 131 metros desde o ponto mais alto da região (cristas) até o ponto mais baixo (calha do Rio Paraíba do Sul). O Mapa da Geologia Local (Fig. 25), que utiliza um modelo proposto por Negrão, permite uma dedução a respeito da história geológica que pode ser atribuída a esses relevos.



**Figura 35** – Mapa da Geologia Local (Fig. 25), proposto por Negrão *et al.* (2015), sobreposto ao Mapa de Elevação de Terreno (Fig. 28), com o intuito de correlacionar suas informações. É possível observar que os baixos topográficos são concordantes com os depósitos aluviais e os altos topográficos coincidentes com as unidades litoestratigráficas da Formação Resende e da Formação Pinheiral.

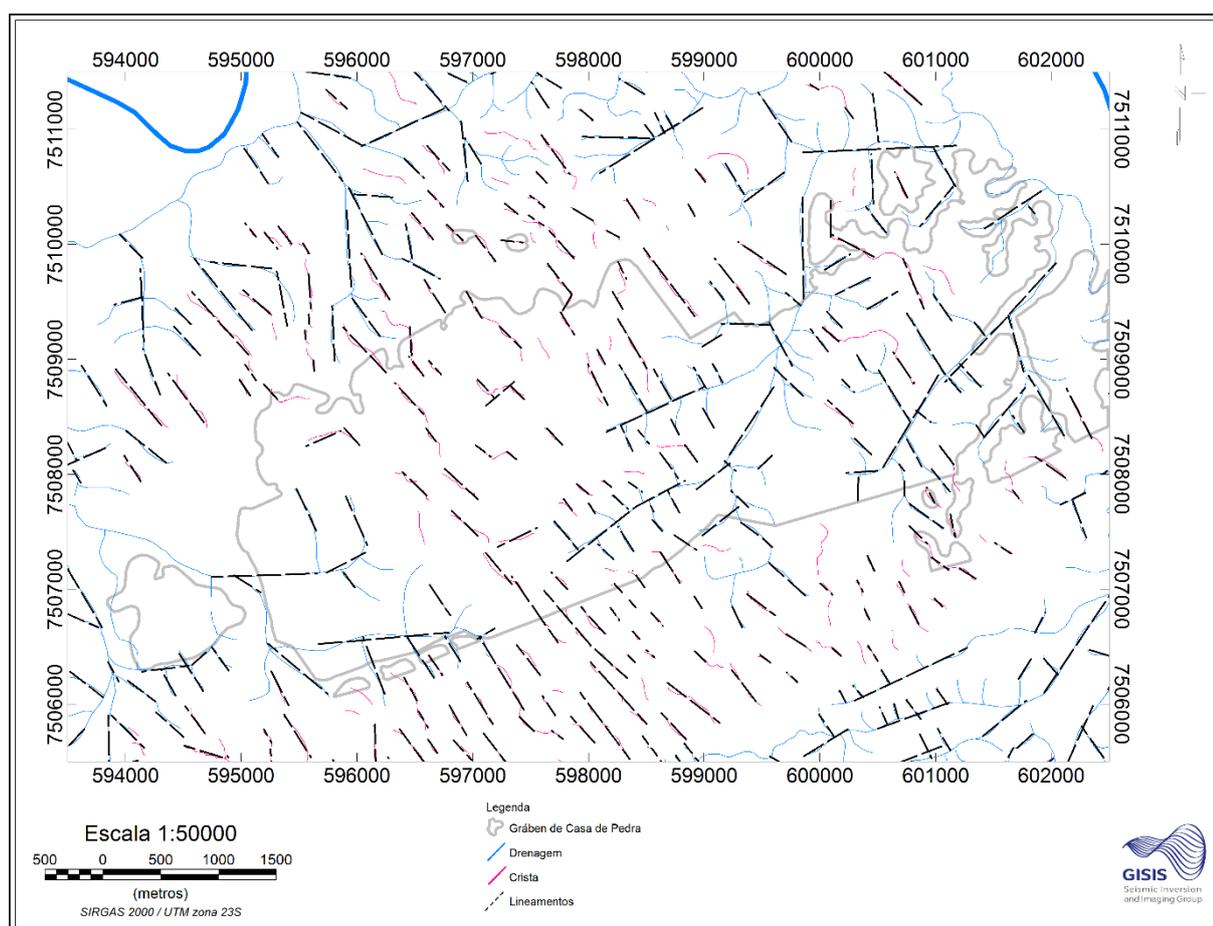
A partir da análise desses mapas sobrepostos, é possível identificar um alto geográfico correspondente às unidades litoestratigráficas Formação Resende e Formação Pinheiral. Ambas as formações são relacionadas à sistemas de canais fluviais entrelaçados, porém classificadas por Negrão *et al.* (2015) evolutivamente a estágios tectônicos muito distintos. A Formação Resende, mais antiga, é associada ao estágio Rifte I, a principal etapa de abertura da bacia. Em contrapartida, a Formação Pinheiral é mais recente, relativa ao estágio Rifte II, onde ocorreu a colmatação paleógena da bacia, o que lhe confere essa visível sobreposição à formação anterior.

Além desses altos internos ao gráben analisados é possível observar, na sua borda sul, uma estrutura alongada de valores de elevação muito altos. Correlacionando-o com a geologia proposta, trata-se do embasamento granítico aflorado. Essa evidência é de muita importância para a correlação da geologia com a informação obtida pelos métodos geofísicos. Através da análise das anomalias gravimétricas foi possível identificar uma elevação dos valores de Bouguer conforme aproximava-se da borda, o que indicava uma diminuição da espessura de sedimentos em subsuperfície e conseqüente elevação da topografia do embasamento. O mesmo comportamento foi visto na seção sísmica, um embasamento de altitude que gradativamente eleva-se na direção do ponto A, ao sul da bacia (Fig. 32). As aquisições sísmica e gravimétrica foram finalizadas antes de alcançar o limite ao Sul do gráben, devido à forte inflexão da Rodovia do Contorno para oeste, na localidade denominada Condomínio Alphaville. No entanto, devido à constante elevação dos valores de anomalia gravimétrica e da topografia do embasamento, é esperada a sua progressão até possivelmente aflorar, o que de fato acontece, conforme é visto pela geologia local.

O padrão de drenagens é visto através do Mapa de Elevação de Terreno (Fig. 28), representado pelos baixos topográficos em azul. A drenagem fluvial é constituída por um conjunto de canais de escoamento interligados. Essa região coincide com a deposição aluvial definida no Mapa da Geologia Local (Fig. 25), atribuída a uma sedimentação quaternária, mais nova que as formações anteriores. Uma primeira hipótese que explica evolutivamente essa disposição deposicional é que a dinâmica do rio Paraíba do Sul e de seus afluentes é responsável não somente pela deposição desses sedimentos, mas também pela erosão ao longo do tempo das unidades litoestratigráficas presentes na região. Outra hipótese é baseada na reativação tectônica que ergueu esses pacotes.

Para estudar essa hipótese de reativações, foi gerado o Mapa de Lineamentos (Fig. 30), traçados através de cristas alinhadas, fundos de vale de drenagens, de acordo com a

interpretação do Mapa de Elevação de Terreno (Fig. 28) e seu sombreamento gerado a partir da iluminação hipotética da superfície, fixando diferentes posições para a fonte luminosa do programa. Os lineamentos foram agrupados em quatro classes de azimute: N-S, E-W, NE-SW e NW-SE. Através da análise dos lineamentos estruturais foi possível observar que a direção estrutural dominante na área de estudo corresponde ao azimute NW-SE, subseqüente pelo azimute NE-SW.



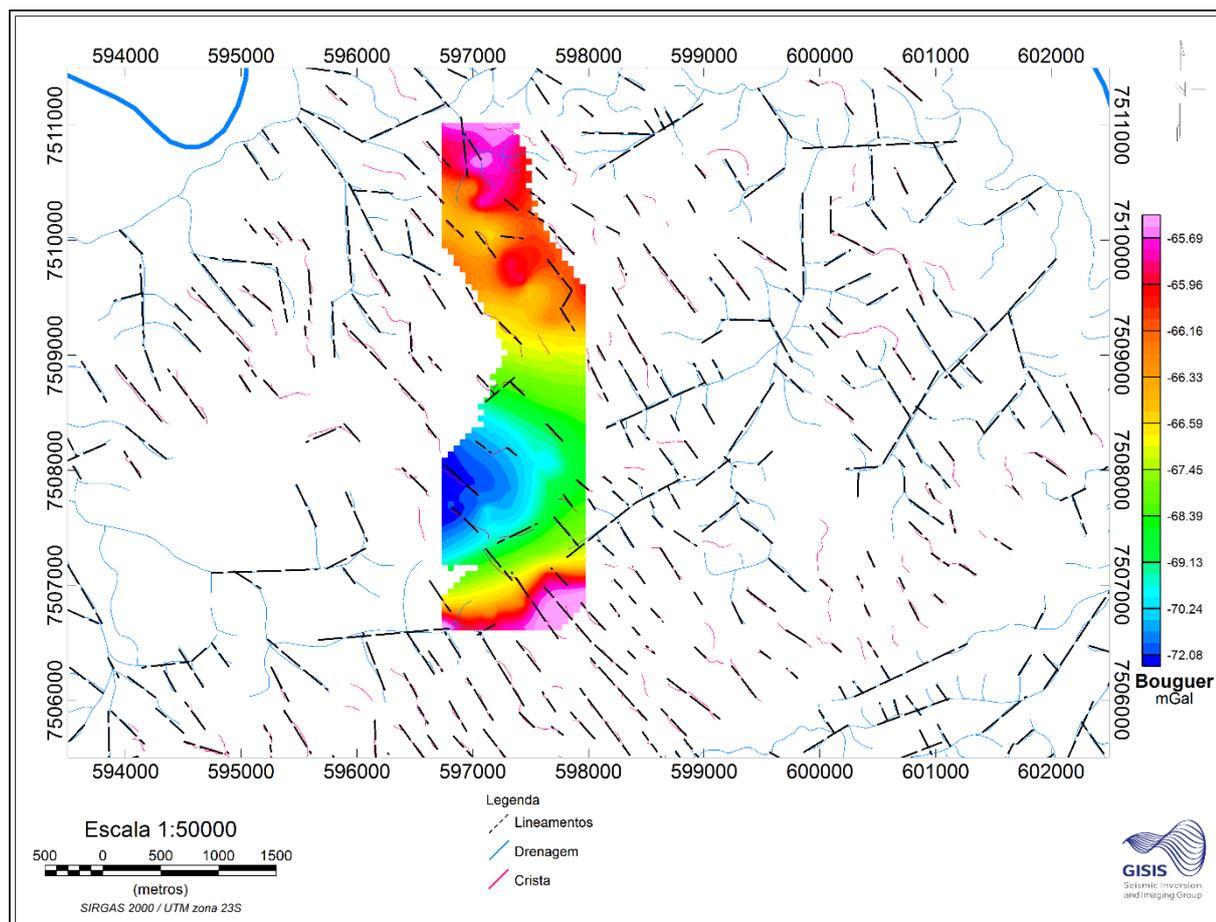
**Figura 36** – Ilustração de como foi gerada a interpretação dos lineamentos, através dos alinhamentos dos altos topográficos das cristas e baixos topográficos das drenagens. É evidente uma maior densidade dos lineamentos de direção preferencial NW-SE e subseqüente NE-SW, no embasamento cristalino aflorado e na cobertura sedimentar.

Estudos bibliográficos sobre a distensão NW-SE, relacionados ao estágio tectônico E1 definido por Sanson (2006), analisou que grandes lineamentos de direção NE-SW, dispostos sob a forma de feixes contínuos, são muito frequentes na região da bacia de Volta Redonda e atuam como as principais estruturas controladoras das ocorrências sedimentares paleógenas a

norte e a sul do Gráben de Casa de Pedra. Estas estruturas são admitidas como sistemas de falhas normais, reativadas a partir de zonas de cisalhamento pretéritas, em resposta a um regime tectônico de distensão NW-SE (Riccomini, 1989; Riccomini et al., 2004). Desta forma, Sanson (2006) sugeriu que estas estruturas seriam associadas à gênese da bacia de Volta Redonda, uma vez que a principal área de preservação do registro deposicional paleógeno apresenta uma elevada razão entre comprimento sobre a largura, característica comum de depressões em riftes.

Em adição, estudos bibliográficos sobre a mesma distensão de orientação NW-SE, contudo relacionadas ao estágio tectônico final E2, analisou que as estruturas geradas por este evento são caracterizadas por falhas normais NE-SW, que afetam desde os depósitos paleógenos até os sedimentos holocênicos (Sanson, 2006). Estas estruturas foram geradas por um campo de esforços puramente distensional, de direção NW-SE. A partir das relações estratigráficas, este foi considerado como o mais recente evento tectônico atuante na bacia de Volta Redonda, sendo atribuída uma idade holocênica. Estrias pertinentes a esta fase mostraram-se superpostas às estrias relacionadas à eventos de transcorrência mais antigos. Importantes lineamentos NE-SW no domínio da bacia podem ser relacionados a este evento tectônico, apresentando um caráter de reativação de estruturas pretéritas, sendo importantes na segmentação do registro paleógeno.

Esses altos estruturais de direção NE-SW são as principais feições relacionadas à segmentação dos hemi-grábens (Fig. 7) estudados por Negrão *et al.* (2015) sendo por este considerado que tais altos possam ter origem já na geração da bacia. Contudo, estes altos encontram-se reativados por eventos neotectônicos, evidenciado pela presença de falhas que afetam tanto o embasamento, quanto o registro sedimentar paleógeno e, frequentemente, o registro quaternário, conforme identificado na interpretação preliminar da seção sísmica adquirida neste projeto. Essa consideração satisfaz a ocorrência de uma anomalia gravimétrica mais negativa, observada no Mapa Gravimétrico (Fig. 31), em um local de alto topográfico, quando correlacionados os estudos do dado gravimétrico com os estudos dos lineamentos estruturais (Fig. 37).



**Figura 37** – Análise de altos de cristas, baixos de drenagens e a interpretação a partir destes lineamentos estruturais, dispostos sobre o Mapa de Anomalia Bouguer, de modo a evidenciar uma zona de anomalia gravimétrica mais negativa correspondente a um alto estrutural de topo de crista.

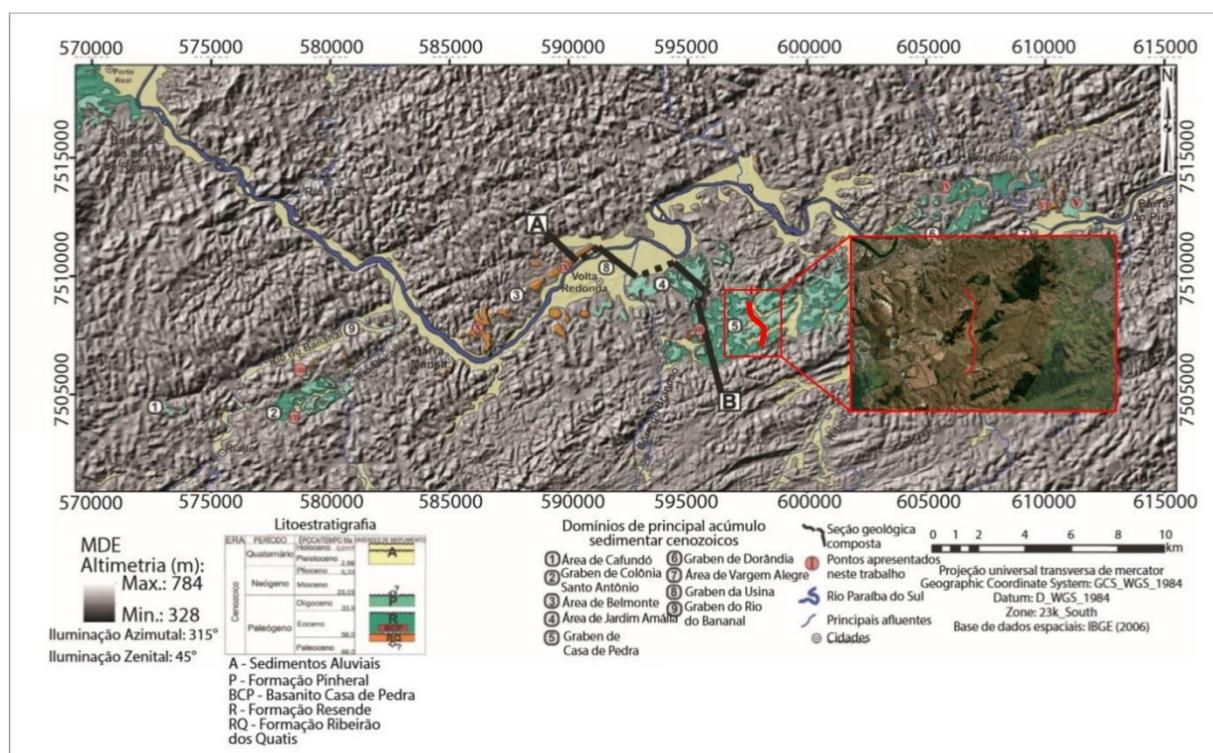
Conforme observado na interpretação sísmica preliminar, é possível que existam movimentos transcorrentes na região estudada, evidenciado pela potencial presença de estruturas em flor. Ao longo da história evolutiva da bacia, foram observados episódios de transcorrência sinistral, de idade entre Oligoceno tardio e Mioceno, afetando somente os depósitos de idade paleógena, não atingindo coberturas neógenas e quaternárias. Também são observados episódios de transcorrência dextral de idade pleistocênica, que abrangeu não somente depósitos sedimentares paleógenos, como também coberturas neógenas (Sanson, 2006). Uma hipótese que reforça esse contraste, entre a anomalia Bouguer e a topografia da região, é se esses movimentos transcorrentes haveriam sido reativados.

Negrão *et al.*, (2015) observou em seus estudos, conforme exposto na Figura 7, evidências de reativações por eventos neotectônicos a partir de uma inversão topográfica relativa da área de Jardim Amália e basculamentos para direções opostas entre os grábens de Casa de Pedra e da Usina. Esta inversão foi interpretada como tendo sido condicionados pela atuação dos sucessivos eventos neotectônicos de deformação, gerando altos estruturais e reativando estruturas pretéritas, o que teria promovido a segmentação de áreas contínuas. As evidências desses estudos corroboram com o alto topográfico disposto sobre o baixo gravimétrico (Fig. 37) e as estruturas em flor observadas na seção sísmica.

Outra evidência de movimentos transcorrentes foi constatada por Sanson (2006) e Sanson *et al.* (2006), que ressaltaram o fato de os depósitos de fluxos de detritos ocorrerem nas bordas norte e sul, respectivamente nas bacias de Resende e Volta Redonda, evidenciando uma inversão da falha principal de uma bacia em relação a outra. Assim, estes autores estabeleceram que as bacias de Resende e Volta Redonda seriam separadas por uma zona de transferência caracterizada como do tipo conjugada e convergente, com sobreposição, segundo a classificação de Morley *et al.* (1990), sendo essa zona de transferência relacionada à alta concentração de lineamentos de direção NW-SE, dispostos em feixes contínuos na região compreendida entre ambas as bacias (Fig. 4).

A análise do Mapa de Lineamentos (Fig. 30) corrobora com essa evidência, igualmente em escala local, onde é possível observar que os lineamentos estruturais NW-SE são predominantes sobre as outras três direções de lineamentos identificadas. Nota-se esse evento atravessando as bordas do gráben e cortando toda a sua extensão transversalmente, o que configura a sua ocorrência como mais recente que a de todo o gráben. Assim, pode-se inferir um sistema neotectônico compressivo predominante na área estudada.

A aquisição sísmica realizada pelo grupo GISIS ocorreu próxima à localização da sessão geológica traçada por Negrão *et al.* (2015) que representa a configuração atual da bacia, em direção paralela (Fig. 38). Desse modo, é possível estabelecer uma correlação entre o que foi apresentado pelo autor e a interpretação sugerida no presente estudo para a região do Gráben de Casa de Pedra.

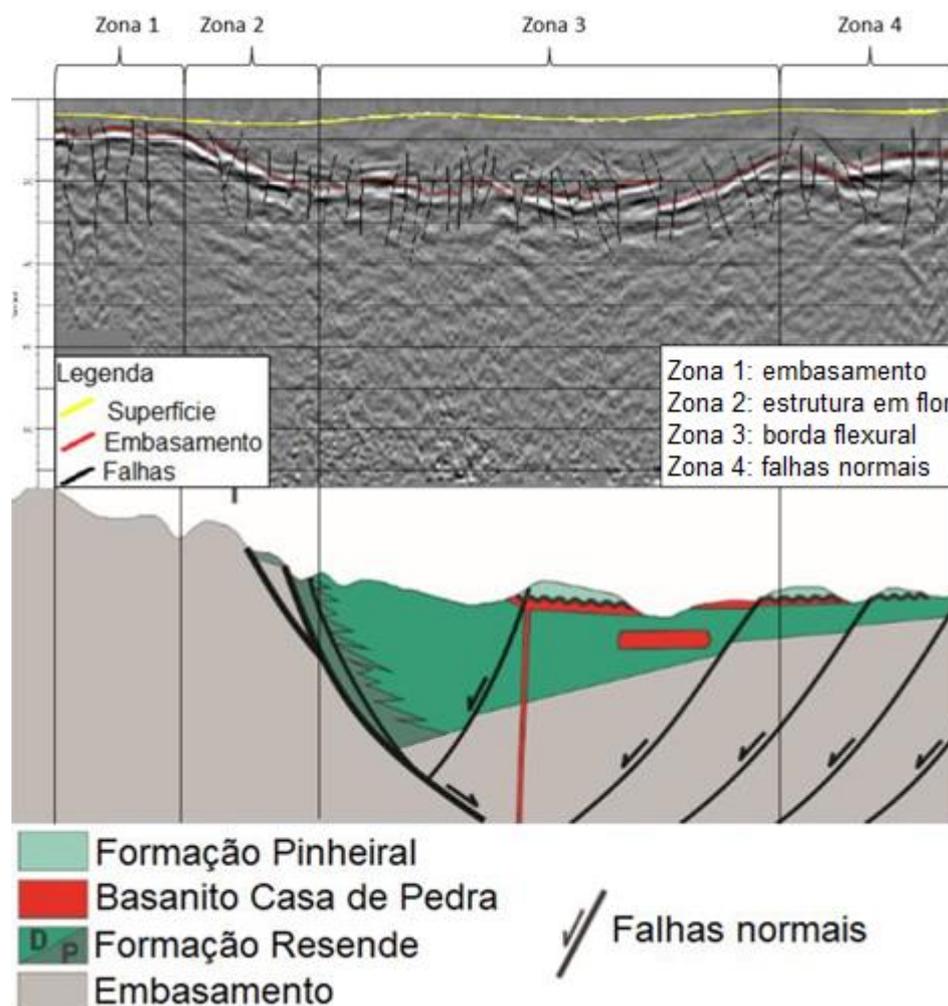


**Figura 38** – Mapa geológico das unidades cenozóicas sobre modelos digitais de elevação proposto por Negrão *et al.* (2015) e a indicação das áreas onde foram apresentadas seções geológicas pelo autor e onde ocorreu a linha sísmica adquirida pelo grupo GISIS, com o objetivo de comparar lateralmente ambos os resultados.

O autor propôs para a região do Gráben de Casa de Pedra uma geometria em forma de hemi-gráben, basculado para sul, exposto como a borda de falha principal, e uma progressiva diminuição da espessura sedimentar para o norte, conforme a topografia do embasamento eleva-se, configurando uma borda de falha flexural. Na Figura 39 é possível observar uma comparação entre o modelo geológico do autor e a interpretação sísmica sugerida, com zonas de análise de semelhanças.

A Zona 1 é caracterizada pela região que sugere o embasamento quase aflorando. A Zona 2 é caracterizada pela falha lítrica sugerida pelo autor, devido aos altos topográficos expressivos do embasamento, fraturado e com inclinação íngreme típica de borda de falha. Além disso, mostra a mesma característica de estrutura em flor possivelmente presente tanto na seção sísmica como no modelo geológico. A Zona 3 representa o depocentro da bacia com uma maior densidade de fraturamentos devido a esse esforço tectônico relacionado à movimentação

da borda de falha principal. A Zona 4 mostra os blocos de falhas normais levemente rotacionados e de topografia do embasamento expressivamente menor.



**Figura 39** – Correlação entre o modelo geológico composto por Negrão *et al.* (2015) para a área do Gráben de Casa de Pedra e a sugestão da interpretação sísmica realizada no presente estudo para a mesma área, mas de localização lateralmente deslocada e de direções paralelas. É possível analisar através da divisão em zonas algumas semelhanças e diferenças entre ambos os resultados.

É possível encontrar algumas diferenças entre o modelo geológico e a seção interpretada, bem como uma menor espessura de sedimentos no ponto de maior deposição, uma inclinação não tão acentuada da borda de falha principal e uma maior incidência de fraturamentos no embasamento. A forma de hemi-gráben também não é totalmente clara na seção sísmica em tempo, interpretada de forma preliminar. É plausível essa disparidade esteja

relacionada a uma descontinuidade lateral, já que se trata de uma comparação entre regiões geograficamente deslocadas.

Fica registrada a necessidade de continuidade dos levantamentos geofísicos e geológicos na região, com a finalidade de melhor entender o formato e estruturação do Gráben de Casa de Pedra.

## 5. CONCLUSÃO

A integração de dados geofísicos e geológicos sugerem um embasamento com uma possível geometria de hemi-gráben, caracterizado por uma borda de falha principal ao sul e progressiva diminuição da espessura sedimentar ao norte sobre uma estrutura de borda flexural, conforme modelos geológicos prévios. Valores de anomalia Bouguer mais altos coincidem com a região de maior elevação topográfica do embasamento, enquanto que os valores de anomalia Bouguer mais baixos são registrados na zona de maior deposição sedimentar do gráben vista na seção sísmica. O estudo do modelo de elevação do terreno, integrado com dados geológicos prévios, possibilitou relacionar o principal alto topográfico do Gráben de Casa de Pedra ao seu depocentro. Este depocentro foi identificado tanto na seção sísmica como no dado gravimétrico, onde foi observada uma anomalia Bouguer negativa, significando maior espessura de sedimentos. Nesta região afloram as formações Resende e Pinheiral, basais da bacia, sugerindo a existência de uma forte inversão neotectônica. Falhas normais e potenciais estruturas em flor sugerem movimentos transtensivos neotectônicos, uma vez que estas estruturas cortam não só o embasamento, como também a seção sedimentar de idade paleocena a eocena. Além disto, lineamentos de drenagens e de cristas indicam uma direção preferencial NW-SE, atravessando as bordas do gráben e cortando toda a sua extensão transversalmente, o que configura a sua ocorrência como mais recente que a de toda essa região. A continuação destes levantamentos geofísicos e geológicos será crucial para uma melhor definição da compartimentação do Gráben Casa de Pedra.

## 6. REFERÊNCIAS

Amador, E.S. 1975. Estratigrafia e sedimentação na bacia de Resende - RJ. Anais da Academia Brasileira de Ciências (Supl.), 47:181-223.

Amador, E.S. & Castro, M.I.B. 1976. Depósitos Neocenozóicos da Bacia de Volta Redonda, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29. Anais, Ouro Preto, Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p.307-327.

Andrades Filho, C.O.; Fonseca, L. M. G. Lineamentos Estruturais a Partir de Imagem Landsat TM e Dados SRTM. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 14. Natal. Anais, 2009

BASE DE DADOS SHAPEFILE DO BRASIL TODO. Forest-GIS. Disponível em: <<http://forest-gis.com/2009/04/base-de-dados-shapefile-do-brasil-todo.html/>>. Acesso em 10 de abril de 2018.

Carmo I.O. 1996. Análise Estratigráfica de Depósitos Pleistocênicos no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ). MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 141 p.

Davis, G. H., 1984. Structural Geology of Rocks and Regions. Wiley, New York. 475p.

Davis, J. L., Prescott, W.H., Svarc, J.L. & Wendth, K.J. (1989) Assessment of Global Positioning System Measurements for Studies of Crustal Deformation. *J. Geophys. Res.*, 94, 13635-50.

DEFORMATION OF ROCKS. Earth Science Australia. Disponível em: <<http://earthsci.org/education/teacher/basicgeol/deform/deform.html>>. Acesso em 02 de abril de 2019

Faulds, J. E.; R. J. Varga (1998). The Role of Accommodation Zones and Transfer Zones in the Regional Segmentation of Extended Terranes. In: Accommodation Zones and Transfer

Zones: The Regional Segmentation of the Basin and Range Province, edited by J. E. Faulds and J. H. Stewart, Geological Society of America Special Paper 323, Boulder, Colorado.

Fossen, H., 2012. Geologia Estrutural. Oficina de Textos, São Paulo.

Grant, E., & West, G. (1965). Interpretation Theory of Applied Geophysics. New York: McGraw-Hill.

Hofmann-Wellenhof, B.; Moritz, H. Physical Geodesy. Springer-Verlag Wien, 2005.

Kuchle, J. 2010. Análise Tectono-Estratigráfica de Bacias Rífte. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

LaFehr, T. (1991). Standardization in Gravity Reduction. *Geophysics*, v.56, n.8, p.1170-1178.

Landau, E.C.; Guimarães, D. P. Análise Comparativa entre os Modelos Digitais de Elevação ASTER, SRTM e TOPODATA. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 15. Curitiba. Anais, 2011.

Li, X., Götze; H. Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy and geophysics. *Geophysics*, V. 66, p. 1660-1668, 2001.

Lowrie, W. (2007). Fundamentals of geophysics. Cambridge University Press.

Lugt, I. R.; Wees, J. D.; Wong, T. H. The Tectonic Evolution of the Southern Dutch North Sea During the Palaeogene: Basin Inversion in Distinct Pulses. *Tectonophysics*, v. 373, p. 141– 159, 25 sept. 2003.

Marques, C. C. S. ; Mello, C.L. ; Ramos, R.R.C. . Análise Multiescalar de Atributos Sedimentares em Depósitos Fluviais Paleogênicos da Bacia de Volta Redonda, RJ. *Anuário do Instituto de Geociências (Rio de Janeiro)* , v. 29, p. 168-198, 2006.

Mayne, W.H., 1962 - Common reflection point horizontal data stacking techniques. *Geophysics*, 27 (6), pg. 927-938.

Melo, M.S.; Riccomini, C.; Hasui, Y.; Almeida, F.F.M. & Coimbra, A.M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(3):193-201.

Melo, M.S.; Riccomini, C.; Campanha, G.A.C.; Miotto, J.A. ; Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Ponçano, W.L. & Gimenez, A.F. 1983. Estudos geológicotectônicos na Bacia de Resende (RJ) e sedimentos terciários de Volta Redonda (RJ) e Bacia de Taubaté (área de Cruzeiro-SP). Relatório 17.737, IPT, São Paulo, 124 p.

Morelli, C., Gantor, C., Honkasalo, T., McConnell, R.K., Tanner, J.G., Szabo, B., Votila, V. & Whalen, C.T., 1971. The International Gravity Standardisation Net. Pub. Spec. no. 4 du Bulletin Géodésique.

Morley, C.K., Nelson, R.A., Patton, T.L., Munn, S.G. 1990. Transfer Zones in the East African Rift System and their Relevance to Hydrocarbon Exploration in Rifts. *AAPG Bull.*, 74 (8):1234-1253.

Negrão, André Pires. Evolução Tectonossedimentar e Deformação Rúptil Cenozoica da Região da Bacia Sedimentar de Volta Redonda (Segmento Central do Rife Continental do Sudeste do Brasil, RJ). Rio de Janeiro, Ano. 2014, 249 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.

Negrão, A.P.; Ramos, R.R.C.; Mello, C.L. & Sanson, M.R.. 2015. Mapa Geológico do Cenozoico da Região da Bacia de Volta Redonda. RJ, Segmento Central do Rife Continental do Sudeste do Brasil: Identificação de Novos Grábens e Ocorrências Descontínuas, e Caracterização de Estágios Tectonossedimentares. *Brazilian Journal of Geology*, 45: 273 - 291.

O’Leary, D. W.; Friedman, J. D.; Pohn, H. A. Lineament, Linear, Lineation: Some Proposed New Standards for Old Terms. *GSA Bulletin*, v. 87, p. 1463-1469, 1976.

Pena, Rodolfo F. Alves. "Sensoriamento Remoto"; Brasil Escola. Disponível em <<https://brasilecola.uol.com.br/geografia/sensoriamento-remoto.htm>>. Acesso em 25 de março de 2019.

Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., Bamler, R. The Shuttle Radar Topographic Mission – A New Class of Elevation Models Acquired by Spaceborne Radar. *Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 57 (4): 241-262. 2003.

Ramos, R.R.C. 2003. Sistemas Aluviais Terciários da Bacia de Resende, Estado do Rio de Janeiro, Brasil: Análise de Fácies e Revisão Estratigráfica. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 221 p.

Riccomini, C.; Melo, M.S.; Carneiro, C.D.R.; Almeida, F.F.M.; Miotto, J.A. & Hasui, Y. 1983. Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, Boletim de Resumos, Sociedade Brasileira de Geologia, 1:23-24.

Riccomini C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. São Paulo, PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 256 p.

Riccomini C., Sant'Anna L.G., Ferrari A.L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Dal Ré Carneiro C., Brito Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 383-405.

Rosa, R. (2004). *Cartografia Básica*. Laboratório de Geoprocessamento, Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Minas Gerais.

Saadi, A. Modelos Morfogenéticos e Tectônica Global: Reflexões Conciliatórias. *Geonomos*, 6 (1): 55-63, 1998.

Sanson M.S.R. 2006. Sistemas deposicionais aluviais e tectônica cenozóica na região de Volta Redonda (RJ) – Rift Continental do Sudeste do Brasil. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 151 p.

Sanson M.S.R., Ramos R R.C., Mello C.L. 2006. Bacias Sedimentares Brasileiras - Bacia de Volta Redonda. *Phoenix*, 88:1-6.

Summerfield, M.A. *Global Geomorphology: an Introduction of the Study of Landforms*. Essex, Longman Scientific & Technical, 1991. 537p.

Telford, W. M., Geldart, L. P., & SHERIFF, R. (1990). *Applied Geophysics* (2 ed.). Cambridge University Press.

Turner, J. P.; Williams, G. A. Sedimentary Basin Inversion and Intra-Plate Shortening. *Earth Sciences Reviews*, v. 65, p. 277-304, 2004.

Van der Pluijm B. A.; Marshak S. 2004. *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics*. 2nd Edition. W.W. Norton, New York, 656p.

Ventisette, C. D.; Montanari, D.; Sani, F.; Bonini, M. Basin Inversion and Fault Reactivation in Laboratory Experiments. *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 2067- 2083, 2006.

Williams, G. D.; Powell, C. M.; Cooper, M. A. Geometry and Kinematics of Inversion Tectonics. *Geological Society, London, Special Publications* 1989, v. 44, p. 3-15, 1989.

Zalán & Oliveira 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. In: *Boletim de Geociências da Petrobras* – v.13, nº 2, p. 269-300, maio/nov. 2005.