

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL - UFRGS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO E  
METEOROLOGIA**

**Modelagem 2D de dados gravimétricos do Rifte Guaritas  
como contribuição ao conhecimento da evolução tectônica da  
Bacia do Camaquã**

**ROGÉRIO DUTRA SOARES**

**ORIENTADORA: SILVIA BEATRIZ ALVES ROLIM**

**CO-ORIENTADOR: MAXIMILIAN FRIES**

Dissertação  
apresentada como  
requisito para  
obtenção do  
título de Mestre.

**BANCA EXAMINADORA:**

**EDINEI KOESTER – UFRGS**

**FRANCISCO JOSÉ FONSECA FERREIRA – UFPR**

**UBIRATAN FERRUCIO FACCINI – UNISINOS**

**PORTO ALEGRE, 2011.**

**ESPAÇO PARA FICHA CATALOGRÁFICA DA BIBLIOTECA**

## **AGRADECIMENTOS**

*Agradeço a todas as pessoas que de alguma forma  
contribuíram para a realização deste trabalho.  
A Universidade Federal do Rio Grande do Sul  
pela disponibilização de um espaço para o  
desenvolvimento da pesquisa. A minha orientadora Silvia Beatriz Alves Rolim  
que me aceitou em seu grupo de pesquisa  
e que me proporcionou um treinamento fundamental para  
a conclusão deste trabalho. Ao meu co-orientador  
Maximilian Fries pelos conselhos e dicas na modelagem. Aos amigos do  
laboratório: Janaína, Marilei e Adriane. Ao instrutor  
Thiago Gomes da Geosoft pela dedicação  
durante as aulas do curso e pelas dicas na modelagem.  
A minha família por estar sempre onde eu preciso.*

## RESUMO

Este trabalho visa contribuir ao estudo geotectônico relacionado à Bacia do Camaquã, no Estado do Rio Grande do Sul, a partir de dados gravimétricos provenientes do Rifte Guaritas. Com este intuito, foram propostos três modelos de um perfil que corta perpendicularmente o *trend* do Rifte Guaritas e suas unidades. O mapa Bouguer residual, com valores entre  $-36$  e  $29$  mGal, permitiu de maneira geral, delimitar áreas que possuem diferentes profundidades de embasamento. Os altos valores de gravidade podem indicar porções onde o topo do embasamento possui baixas profundidades ou rochas de maior densidade, enquanto que baixos valores podem estar associados a grandes profundidades ou rochas de densidade inferior. Com base nos dados de gravimetria, de caráter local à regional, foi possível estabelecer e, em algumas situações, estimar, o comportamento do embasamento ao longo deste perfil. Convém ressaltar que cada modelo proposto contou com valores diferenciados de densidades de rocha, o que resultou em pequenas diferenças, tais como estruturais e variações de profundidade do embasamento. Porém, de modo geral, os três modelos se comportam de maneira muito semelhante. Cada um dos modelos propostos pode ser separado em cinco diferentes compartimentações que refletem as variações gravimétricas ao longo do perfil. De acordo com os modelos propostos neste trabalho a profundidade máxima do embasamento está localizada na porção oeste do Rifte Guaritas, chegando próxima dos seis quilômetros e a porção leste possui uma extensa estrutura deposicional.

Palavras-chave: Bacia do Camaquã, Rifte Guaritas, Gravimetria, Modelagem 2D.

## **ABSTRACT**

This dissertation aims to contribute to geotectonic study related to Camaqua Basin, from gravimetric data of the Guaritas Rift. For this was proposed three models of one perpendicular profile which cross the trend of the Guaritas Rift. The residual Bouguer map, with values between -36 to 29 mGal, let, in general, to delimit areas with different depth of basement. The values of gravity may show areas where the top of the basement has low depths or rocks of major density while low values could be associated to great depth or rocks of minor density. Based on the gravimetric data of regional and local character, was possible to establish or at least estimate the variations of the depth basement along to this profile. It was proposed three models and each one of them used different combinations of rock densities, what resulted in few minor differences as structural differences and few minor variations of depth of the basement. However, in a general way, the three models behaved similarly. Each one of the models proposed could be fragmented in five different compartments which reflect the gravimetric variations across the profile. According to the models proposed in this paper, the maximum depth of the basement is located at the West portion of Rift Guaritas, almost six kilometers, and the East portion has an extensive depositional structure.

Keywords: Camaquã Basin, Guaritas Rift, Gravimetry, 2D Modelling.

## ÍNDICE

<b>Capítulo 1. Introdução.....</b>	<b>14</b>
<b>1.1 Motivação.....</b>	<b>14</b>
<b>1.2 Objetivos.....</b>	<b>15</b>
<b>1.2.1 Objetivo Geral.....</b>	<b>15</b>
<b>1.2.2 Objetivos Específicos.....</b>	<b>15</b>
<b>1.3 Localização da área de estudo.....</b>	<b>15</b>
<b>Capítulo 2. Contexto Geológico.....</b>	<b>17</b>
<b>2.1 Província Mantiqueira.....</b>	<b>17</b>
<b>2.1.1 Cinturão Dom Feliciano.....</b>	<b>17</b>
<b>2.2 Principais unidades do Escudo Sul-Riograndense.....</b>	<b>18</b>
<b>2.2.1 Terreno Taquarembó.....</b>	<b>18</b>
<b>2.2.2 Terreno São Gabriel.....</b>	<b>19</b>
<b>2.2.3 Terreno Tijucas.....</b>	<b>19</b>
<b>2.2.4 Batólito Pelotas.....</b>	<b>20</b>
<b>2.3 Geologia da Bacia do Camaquã.....</b>	<b>21</b>
<b>2.3.1 Grupo Maricá.....</b>	<b>23</b>
<b>2.3.2 Grupo Bom Jardim.....</b>	<b>25</b>
<b>2.3.3 Grupo Cerro do Bugio.....</b>	<b>26</b>
<b>2.3.4 Grupo Santa Bárbara.....</b>	<b>27</b>
<b>2.3.5 Grupo Guaritas.....</b>	<b>28</b>
<b>2.5 A evolução tectônica da Bacia do Camaquã.....</b>	<b>29</b>

<b>Capítulo 3. O Método Gravimétrico.....</b>	<b>33</b>
<b>3.1 Introdução.....</b>	<b>33</b>
<b>3.2 Fundamentos da Gravimetria.....</b>	<b>33</b>
<b>3.3 Campo Gravitacional Terrestre.....</b>	<b>34</b>
<b>3.4 Potencial Gravitacional.....</b>	<b>36</b>
<b>3.5 A forma da Terra.....</b>	<b>37</b>
<b>3.6 A Gravidade Normal.....</b>	<b>37</b>
<b>3.7 Influência dos materiais no valor da gravidade.....</b>	<b>38</b>
<b>3.8 O Gravímetro.....</b>	<b>39</b>
<b>3.8.1 O Gravímetro Absoluto.....</b>	<b>39</b>
<b>3.8.2 O Gravímetro Relativo.....</b>	<b>40</b>
<b>Capítulo 4. Método Gravimétrico Aplicado à Análise Tectônica de Bacias Sedimentares.....</b>	<b>42</b>
<b>4.1 Introdução.....</b>	<b>42</b>
<b>4.1.1 Exemplos de aplicação do método gravimétrico a análise tectônica....</b>	<b>43</b>
<b>4.1.1.1 Bacia Extensionais.....</b>	<b>43</b>
<b>4.1.1.2 Bacia do Amazonas.....</b>	<b>45</b>
<b>4.1.1.3 Gráben Paranaguá.....</b>	<b>46</b>
<b>4.1.1.4 Bacia de Taubaté.....</b>	<b>47</b>
<b>Capítulo 5. Caracterização da Base de Dados.....</b>	<b>50</b>
<b>5.1 Banco de dados Gravimétrico.....</b>	<b>50</b>
<b>5.2 Banco de dados orbital – Missão SRTM.....</b>	<b>51</b>
<b>5.3 A Missão Grace.....</b>	<b>52</b>
<b>Capítulo 6. Medição das densidades das amostras litológicas coletadas em campo.....</b>	<b>53</b>
<b>Capítulo 7. Tratamento dos dados gravimétricos.....</b>	<b>55</b>
<b>7.1 Reduções Gravimétricas.....</b>	<b>55</b>
<b>7.1.1 Correção de Latitude.....</b>	<b>55</b>
<b>7.1.2 Redução Ar-livre.....</b>	<b>56</b>

7.1.3 Correção Bouguer.....	57
7.1.4 Correção de Terreno.....	58
7.1.5 Correção de Maré e Correção da Variação Instrumental.....	63
7.1.6 Cálculo da anomalia Bouguer.....	63
7.1.7 Separação Regional-Residual.....	63
7.2 Etapa de Processamento dos Dados.....	63
7.2.1 Geração da Anomalia <i>Free-air</i> .....	64
7.2.2 Correção de terreno.....	65
7.2.3 Geração da Anomalia Bouguer.....	68
7.2.4 Separação Regional / Residual.....	69
7.2.5 Anomalia Bouguer residual e sua análise qualitativa.....	70
Capítulo 8. Modelagem dos dados.....	73
8.1 Introdução.....	73
8.1.1 Modelagem 1.....	75
8.1.2 Modelagem 2.....	77
8.1.3 Modelagem 3.....	79
Capítulo 9. Discussões.....	81
9.1 Generalidades.....	81
9.2 Mapas Geofísicos gerados e Geologia de superfície – Características e interpretações.....	82
9.3 Modelagem – Análise Geral.....	85
9.4 Correlações dos perfis modelados <i>versus</i> Geologia.....	91
Capítulo 10. Conclusões e Recomendações.....	94
Capítulo 11. Referências Bibliográficas.....	96

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da Bacia do Camaquã (modificado de Oliveira, 2010).....	16
Figura 2: Extensão do cinturão Dom Feliciano e principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e do Uruguai e a localização da área de estudo (retângulo vermelho). a- Terreno Luiz Alves, b-Terreno Florida, c-Terreno Punta del Este, 1- Terreno Taquarembó, 2- Terreno Rivera, 3-Terreno Valentines (modificado de Hartmann <i>et al.</i> 2007).....	18
Figura 3: Mapa Geológico com a localização da área processada (retângulo azul) e perfil modelado neste trabalho (linha vermelha) (Modificado de Oliveira, 2010).....	23
Figura 4: Modelo evolutivo para o Cinturão Dom Feliciano, formado pela convergência entre os crátons Rio de la Plata e Kalahari, responsável pela configuração do Escudo Sul-riograndense (modificado de Chemale Jr. 2000, <i>apud</i> Borba (2006).....	30
Figura 5: Localização dos vetores de aceleração (modificado de Fernandes, 1982).....	35
Figura 6: Representação do geóide e do elipsóide em relação a superfície da Terra (Fernandes, 1982).....	37
Figura 7: Comportamento gravimétrico esperado conforme progressão da extensão crustal.....	44
Figura 8: Mapa residual de 3° grau da região de Monte Alegre-PA indicando os altos gravimétricos (MA1 a MA4) e o limite da Bacia do Amazonas (em preto) (Bongiolo, 2011).....	45
Figura 9: Bloco diagrama da porção continental da planície costeira paranaense com topo do embasamento e principais feições estruturais. Legenda: (1) Embasamento indiferenciado, (2) Diques, (3) Sedimentos indiferenciados, (A) Baixo Estrutural de Albatroz, (B) Alto Estrutural de Canoas e (C) Baixo Estrutural de Shangri-lá (Castro, 2007).....	46
Figura 10: Localização da Bacia de Taubaté e as principais estruturas pré-Cambrianas (Fernandes & Chang, 2001).....	48
Figura 11: Mapa de anomalia Bouguer da Bacia de Taubaté (Fernandes & Chang, 2001).....	48
Figura 12: Mapa Bouguer de Anomalia Residual da Bacia de Taubaté (Fernandes & Chang, 2001).....	49
Figura 13: Perfis gravimétricos modelados (Fernandes & Chang, 2001).....	49

Figura 14: Pontos de coleta de medidas gravimétricas no estado do Rio Grande do Sul, os pontos em azul correspondem às medidas gravimétricas utilizadas neste trabalho (baseado em CPRM, 2008).....	51
Figura 15: Localização das amostras coletadas em campo (baseado em CPRM, 2008).....	54
Figura 16: Efeito da topografia na correção gravimétrica (Luiz & Silva, 2005).....	59
Figura 17: Figura cilíndrica demonstrando o posicionamento das constantes (Luiz & Silva, 2005).....	60
Figura 18: Os setores cilíndricos usados na correção topográfica, acima em perfil e abaixo a projeção horizontal (Luiz & Silva, 2005).....	61
Figura 19: Exemplo didático da correção instrumental (Luiz & Silva, 2005).....	62
Figura 20: Mapa de anomalia Free-Air, os pontos representam os locais de medidas gravimétricas.....	65
Figura 21: Mapa de topografia local, os pontos representam os locais de medidas gravimétricas.....	66
Figura 22: Mapa de SRTM com resolução de 90 metros obtido a partir de um servidor público da Geosoft, os pontos representam os locais de medidas gravimétricas.....	67
Figura 23: Variograma dos dados de topografia local.....	68
Figura 24: Variograma da interpolação dos dados de anomalia Bouguer utilizando a Krigagem.....	68
Figura 25: Mapa de anomalia Bouguer, os pontos representam os locais de medidas gravimétricas.....	69
Figura 26: Anomalias regionais originadas de fontes profundas.....	70
Figura 27: Mapa de anomalia Bouguer residual, os pontos representam os locais de medidas gravimétricas.....	71
Figura 28: Modelagem 1, utilizando as densidades de 2,76g/cm <sup>3</sup> para as rochas do embasamento e 2,54 g/cm <sup>3</sup> para as rochas que preenchem a bacia.....	76
Figura 29: Modelagem 2, utilizando as densidades de 2,76g/cm <sup>3</sup> para as rochas do embasamento e 2,57 g/cm <sup>3</sup> para as rochas que preenchem a bacia.....	78
Figura 30: Modelagem 3, utilizando as densidades de 2,80g/cm <sup>3</sup> para as rochas do embasamento e 2,57 g/cm <sup>3</sup> para as rochas que preenchem a bacia.....	80

Figura 31: Delimitação das anomalias e tentativa de associação as feições geológicas.....	83
Fig. 32: Mapa de pontos de medidas gravimétricas utilizadas no processamento sobreposta ao mapa geológico e mapa Bouguer residual.....	84
Figura 33: Mapa Bouguer com as principais estruturas da área e localização dos perfis gravimétricos. A linha a azul corresponde ao perfil modelado neste trabalho. Modificado de Costa <i>et al.</i> (1996).....	86
Figura 34: Perfil 1 modelado por Costa <i>et al.</i> (1996).....	87
Figura 35: Perfil 2 modelado por Costa <i>et al.</i> (1996). O retângulo azul marca a extensão do perfil modelado neste trabalho.....	88
Figura 36: Perfil 3 modelado por Costa <i>et al.</i> (1996).....	89
Figura 37: Perfil 4 modelado por Costa <i>et al.</i> (1996).....	90
Figura 38: Representação esquemática do processo de subsidência mecânica flexural regional (modificado de Souza-Lima & Hamsi Jr., 2003).....	92
Figura 39: As três modelagens realizadas com uma possível interpretação das estruturas.....	93

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Algumas das diversas propostas de coluna estratigráfica ao longo dos anos para a Bacia do Camaquã (modificado de Paim <i>et al.</i> 2000 e complementado por Oliveira, 2010).....	22
Tabela 2: Classificações baseadas na tectônica de placas propostas para a Bacia do Camaquã sob o ponto de vista de diferentes autores (Fonte: Holz & De Ros, 2000 e modificada por Oliveira, 2010).....	32
Tabela 3: Exemplos de densidade em rochas e minerais (Telford <i>et al.</i> 1990).....	39
Tabela 4: Tabela de valores de densidades encontradas em laboratório.....	54
Tabela 5: Exemplo de tabela para valores de raios e número de setores.....	61
Tabela 6: Densidades médias das rochas encontradas em laboratório.....	74
Tabela 7: Densidade das rochas por Costa <i>et al.</i> 1996 e PLGB/CPRM (Fonte: Kazmierczak, 2006).....	74

## ESTRUTURA DOS CAPÍTULOS

### **Capítulo 1:**

Neste capítulo é explicada a motivação para o desenvolvimento do trabalho, também são expostos os objetivos gerais e específicos e a localização da área de estudo.

### **Capítulo 2:**

Contextualização geológica segundo as referências bibliográficas, desde a Província Mantiqueira, Cinturão Dom Feliciano, as unidades que compõem o Escudo Sul-Riograndense, além da Bacia do Camaquã, suas unidades, suas hipóteses evolutivas, e gravimetria regional.

### **Capítulo 3:**

Neste capítulo é feita uma revisão sobre os fundamentos do método gravimétrico.

### **Capítulo 4:**

É apresentada uma revisão sobre a utilização do método gravimétrico aplicado ao estudo de bacias sedimentares, para isto, são utilizados alguns artigos e dissertações que serviram de base para o prosseguimento deste trabalho. Além disto, um exemplo com dados sintéticos foi realizado para consolidação da teoria de modelagem.

### **Capítulo 5:**

Neste capítulo estão descritos detalhes sobre o banco de dados gravimétricos, tais como origem, localização dos pontos e informações sobre o levantamento, além de informações sobre os dados de SRTM.

### **Capítulo 6:**

Descrição do método de cálculo de densidades das amostras coletadas em campo.

### **Capítulo 7:**

Neste capítulo é dada ênfase na teoria das reduções e separação regional/residual do método gravimétrico. Além disto, são explicados os processos e parâmetros utilizados para geração dos mapas gravimétricos e preparação dos dados para a modelagem.

### **Capítulo 8:**

São explicados os valores de densidades utilizados nos modelos propostos e uma descrição sobre cada um deles.

### **Capítulo 9:**

São feitas discussões a partir da integração de dados de geologia, geofísica e os modelos propostos.

### **Capítulo 10:**

Conclusões e recomendações deste estudo.

### **Capítulo 11:**

Referências bibliográficas utilizadas neste estudo.

## Capítulo 1. Introdução

### 1.1 Motivação

A importância da pesquisa em bacias sedimentares brasileiras deve-se ao seu caráter estratégico, pois fornece informações sobre a evolução geológica, sugerindo alvos para a exploração de recursos minerais. Neste aspecto, a geofísica é uma ferramenta fundamental no auxílio da construção e confirmação de modelos geológicos, além de hipóteses sobre a evolução tectônica, caracterização estrutural e arcabouço destas bacias.

É neste contexto que os métodos de campo potencial, entre eles a gravimetria, obtiveram avanços significativos na segunda metade dos anos 1970, com o desenvolvimento da geofísica aerotransportada e de poço. Este desenvolvimento passou por grandes avanços, chegando às técnicas de alta resolução no final do século XX, a exemplo da gravimetria gradiométrica (Gibson & Millegan, 1998).

Neste aspecto, o avanço da tecnologia na área da informática está ligado diretamente à expansão de métodos e técnicas de processamento em geofísica. A velocidade dos microcomputadores, o surgimento de novos programas ou ferramentas de processamento de dados mais robustos e confiáveis são uma expressão desta otimização no mapeamento geológico e exploração mineral (Fries, 2008).

Esta realidade apresentada no final do século XX permitiu uma reavaliação criteriosa de antigos bancos de dados que resultou em novas informações, muitas vezes valiosas em trabalhos exploratórios (Rolim, 2001; Kalkreuth *et al.* 2008; Xavier, 2009; Xavier *et al.* 2009 e Holz *et al.* 2010).

Neste contexto, a motivação deste trabalho contempla a utilização da geofísica na contribuição ao conhecimento da evolução do Rifte Guaritas, Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul (RS), através da modelagem de dados gravimétricos terrestres. Destaca-se que o banco de dados utilizado vem sendo adquirido ao longo dos últimos 50 anos e foi devidamente corrigido, mediante técnicas estatísticas de correção de erros grosseiros (Xavier, 2009).

## **1.2 Objetivos**

### **1.2.1 Objetivo Geral**

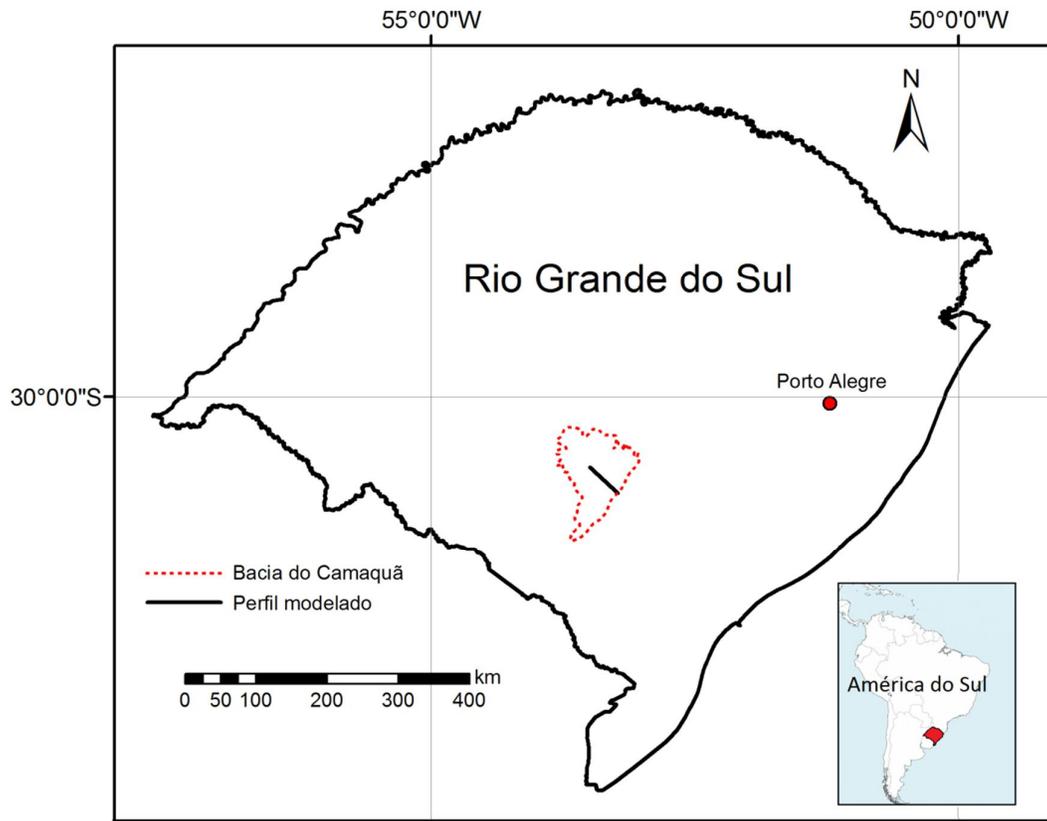
O principal objetivo deste trabalho é contribuir ao conhecimento da evolução da Bacia do Camaquã, RS, através da análise dos mapas temáticos e da modelagem de dados gravimétricos terrestres.

### **1.2.2 Objetivos Específicos**

- 1) Mapeamento gravimétrico da Bacia do Camaquã;
- 2) Tratamento das variáveis gravimétricas com técnicas de processamento de sinais para redução e filtragem de dados;
- 3) Caracterização da resposta de compartimentações geofísicas associados a diferentes ambientes geológicos;
- 4) Modelagem 2D de dados gravimétricos para análise do arcabouço estrutural da Bacia do Camaquã, na porção sobre o Rifte Guaritas;

## **1.3 Localização da área de estudo**

A área de estudo está localizada na região centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul (Fig. 1), sendo compreendida pelas seguintes cartas topográficas (escala 1:50.000): Durasnal, Passo do Salsinho, Vila Nova, Arroio América, Arroio Santa Bárbara, Caçapava do Sul, Rodeio, Minas do Camaquã, Santana da Boa Vista, Arroio Carajá, Lavras do Sul, Passo do Tigre, Aberto do Cerro, Torrinhas e Seival. As principais cidades são: Caçapava do Sul e Lavras do Sul. Quatro rodovias federais cortam a área: BR-290, BR-153, BR-392 e BR-293. O limite leste da área está a cerca de 220 km de Porto Alegre.



**Figura 1: Localização da área de estudo.**

## Capítulo 2. Contexto Geológico

### 2.1 Província Mantiqueira

A Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1981) possui em sua conceituação inicial uma evolução Brasileira-Pan-Africana que envolve as faixas Ribeira, Araçuaí e Dom Feliciano, desenvolvida ao longo da costa Sudeste do Brasil, estendendo-se, do Sul do Estado da Bahia até o Uruguai, incluindo litologias de diferentes origens e idades.

Em termos geotectônicos, a Província Mantiqueira pode ser definida como um grande cinturão móvel que contém unidades com idades que variam entre o Arqueano ao Eopaleozóico, cuja formatação final ocorreu na passagem do Neoproterozóico para o Cambriano. Em sua porção meridional está inserido o Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense, onde se encontra parte do Cinturão Dom Feliciano.

#### 2.1.1 Cinturão Dom Feliciano

O Cinturão Dom Feliciano (Fig. 2) estende-se desde o Estado de Santa Catarina, no Brasil, ao Uruguai, possuindo 800 km de comprimento e largura média de 150 km, com orientação NE-SW. O cinturão é formado pelos terrenos Vila Nova (900-680 Ma), Tijucas (2,2 - 0,78 Ga) e pelo Batólito Pelotas (650 - 550 Ma) (Hartmann *et al.* 2007). Estas unidades geotectônicas estão dispostas como corpos alongados e subparalelos segundo a direção N30-40°E. O Cinturão Dom Feliciano é tido como produto de uma colagem orogênica que foi originada durante a convergência entre os crátons do Rio de La Plata e o do Kalahari durante o Neoproterozóico (Fernandes *et al.* 1995; Hartmann *et al.* 2007).

No Rio Grande do Sul o Cinturão Dom Feliciano está recoberto ao Oeste e ao Norte pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná e ao Leste pelas rochas sedimentares da Bacia de Pelotas. Internamente suas unidades estão delimitadas de Leste para Oeste pelas zonas de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, Sutura de Caçapava do Sul e zona de Cisalhamento Ibaré (Chemale Jr., 2000).

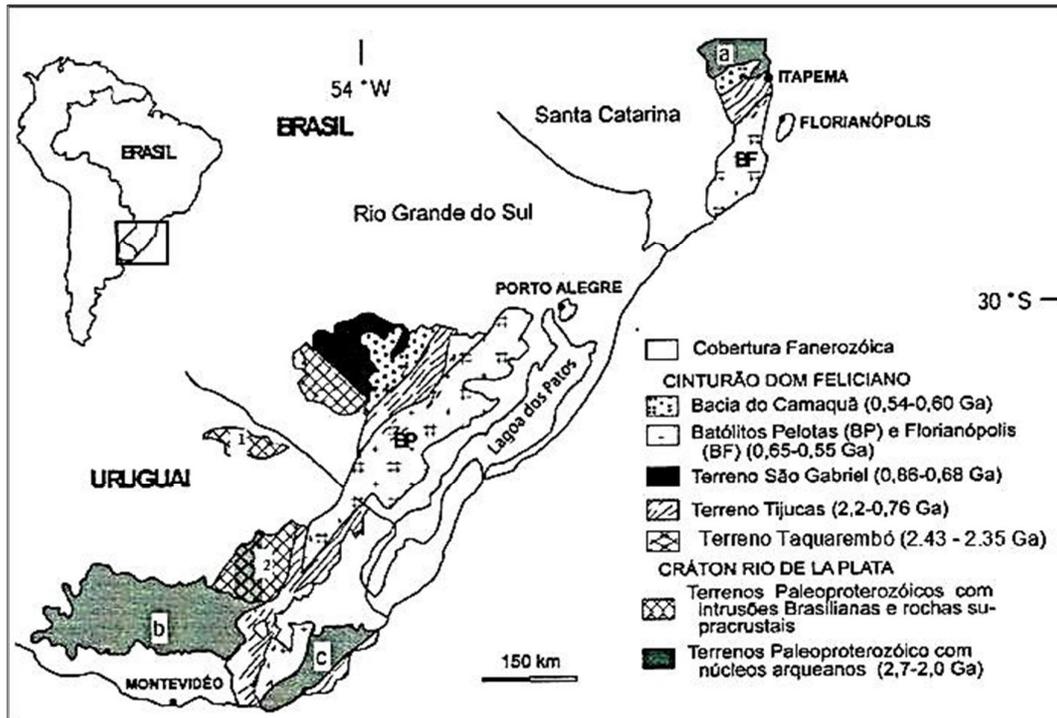


Figura 2: Extensão do Cinturão Dom Feliciano e principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e do Uruguai. a- Terreno Luiz Alves, b- Terreno Florida, c- Terreno Punta del Este, 1- Terreno Rivera, 2- Terreno Valentines (modificado de Hartmann *et al.* 2007).

## 2.2 Principais Unidades do Escudo Sul-riograndense

A Bacia do Camaquã constitui uma das últimas unidades geradas do Cinturão Dom Feliciano, sendo sua formação ocorrida no intervalo entre 620 e 540 Ma (Paim *et al.* 2000; Almeida *et al.* 2003). Geograficamente, está delimitada ao Norte pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná e pelas unidades metamórficas do Terreno São Gabriel, que também a delimita ao Oeste. A Leste e a Sul da Bacia encontram-se as rochas do Terreno Tijuca, e ao Sul também recobrem parte do Terreno Taquarém, sendo ainda em parte recoberta pelas coberturas fanerozóicas.

**2.2.1 Terreno Taquarém:** Localizado na porção sudoeste do Escudo Sul Riograndense e limitado ao sul e oeste pela Bacia do Paraná, ao leste pela anomalia magnética e Sutura de Caçapava do Sul e ao norte pelo Lineamento Ibaré. A principal unidade deste terreno é o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, formado

principalmente por granulitos félsicos (gnaisses trondhjemiticos) e máficos (gt-cpx-plag gnaisses) e ainda metapiroxenitos e lentes de metaultramafitos (harzburgito) subordinadamente ocorrem metassedimentos gt-bt-silimanita gnáisses, mármore e gnaisses calci-silicáticos). Pelo método de SHRIMP utilizando zircões, Hartmann *et al* (2000) obteve idades variando entre 2,43 e 2.35 Ga, com o evento colisional gerador dos granulitos em 2.02 Ga.

**2.2.2 Terreno São Gabriel:** Formado por associações pré-colisionais e relacionadas a subducção de placa oceânica durante o Neoproterozóico. Possui seqüências meta-vulcano-plutono-sedimentares de composição cálcio-alcalina baixo a médio-K, intercaladas com ofiolitos. Isotopicamente juvenis, estas unidades evoluíram entre 870-680 Ma e foram estudadas por Babinski *et al* (1997), Leite *et al.* (1998), Hartmann *et al.* (2000, 2011), Saalman *et al.* (2005) e Philipp *et al.* (2008, 2011). Na porção Centro-Leste do escudo ocorrem as associações sin e pós-colisionais representadas por granitóides de composição cálcio-alcalina alto-K, metaluminosos a peraluminosos, alcalinos e peralcalinos, gerados entre 650 e 550 Ma (Soliani Jr., 1986; Leite *et al.* 1998, Silva *et al.* 1999; Frantz *et al.* 2003; Philipp *et al.* 2002, 2003, 2011).

**2.2.3 Terreno Tijucas:** Ocorre a leste do Terreno São Gabriel e pode ser dividido em porção leste e porção oeste, separado por estreitos grábens, delimitados por falhas rúpteis e preenchidos por sedimentos siliciclásticos da Bacia do Camaquã ou truncados por rochas gnáissicas pré-Brasilianas (Hartmann *et al.* 2008). As principais unidades são compostas por rochas gnáissicas, graníticas e anfibolíticas de idade paleoproterozóica (2.3-2.0 Ga), recobertas por uma seqüência meta-vulcano-sedimentar do Neoproterozóico. Esta zona de cisalhamento possui movimento transcorrente e grande escala, exibindo um corpo alongado na direção N30-60E, e movimento sinistral (Fernandes *et al.* 1992; Philipp *et al.* 1993; Philipp & Machado, 2005), colocando em contato o Terreno Tijucas e o Batólito Pelotas a leste. O Terreno Tijucas é formado pelo Complexo Porongos o qual é caracterizado por uma associação de rochas metasedimentares e metavulcânicas de fácies xistos verdes a anfibolito, com idade provável mesoproterozóica a neoproterozóica (Hartmann *et al.* 2008) que se encontra sobreposto ao Complexo Encantadas, o qual é caracterizado por ortognaisses, metagranitos, anfibolitos e hornblenditos de idade paleoproterozóica (2.26-2.00 Ga) (Hartmann *et al.* 2003, 2008; Philipp *et al.* 2008). As idades obtidas por SHRIMP e

TIMS indicam entre 780-770 Ma (Chemale Jr, 2000; Hartmann *et al.* 2008) para as rochas ígneas deste complexo. Estudos de proveniência em zircões detríticos de quartzitos do Complexo Porongos indicam 1998 Ma como a idade mínima de preenchimento da bacia (Hartmann *et al.* 2003). O embasamento está exposto no núcleo de antiformes de grande escala (Jost & Bitencourt, 1980).

**2.2.4 Batólito Pelotas:** O Batólito Pelotas, localizado na porção Leste do Escudo Sul-Rio-Grandense, sendo uma das mais expressivas massas graníticas (400 km x 100 km) das regiões sul-sudeste do Brasil (Figura 1). Levantamentos geológicos e geofísicos mostram seu prolongamento para norte, em Santa Catarina, e para sul, no Uruguai (Shukowsky *et al.* 1991; Hallinan *et al.* 1993, Bitencourt e Nardi, 2000). Os dados geocronológicos de alta precisão (U/Pb-Convencional e SHRIMP, e Pb/Pb-*evaporação*) existentes sobre o batólito mostram que a sua constituição ocorreu no intervalo de cerca de 60 Ma (entre 630 e 570 Ma). Para geração do magmatismo do batólito são disponíveis os seguintes modelos tectônicos: subducção de litosfera oceânica (Figueiredo *et al.* 1990; Philipp, 1990; Frago-Cesar, 1991; Philipp *et al.* 1993; Philipp, 1998; Chemale Jr., 2000), colisão continental (Hartmann *et al.* 2000; Philipp e Machado, 2001); fontes mantélicas modificadas durante reativação tardi a pós-colisional (Bitencourt & Nardi, 1993 e 2000; Philipp, 1998; Philipp *et al.* 2000 e 2002) com reciclagem crustal e com magmatismo máfico associado (Philipp *et al.* 2002).

No Batólito Pelotas são reconhecidas as suítes graníticas Pinheiro Machado (SPM), Erval (SE), Viamão (SV), Encruzilhada do Sul (SES), Cordilheira (SC), Dom Feliciano (SDF) e Piquiri (SP), esta última constituída essencialmente por sienitos (Philipp, 1998; Philipp *et al.* 2002) (Figura 2). Com exceção da SPM, que é de composição expandida (granodiorítica a monzogranítica, com tonalitos, dioritos e quartzo-dioritos subordinados), as demais são de composição não-expandida (sieno a monzogranítica e álcali-feldspato granítica, com granodiorítica subordinada). São comuns enclaves microgranulares máficos, dioríticos e quartzodioríticos, com feições evidentes de mistura de magmas (básicos e intermediários). Ocorrem ainda corpos básicos mapeáveis em escala de semidetalhe, a exemplo das ocorrências de dioritos e gabros das regiões de Pinheiro Machado, Canguçu e Dom Feliciano (Fragoso-Cesar, 1991; Wildner e Ramgrab, 1994).

### **2.3 Geologia da Bacia do Camaquã**

A Bacia do Camaquã vem sendo estudada há muitos anos, isto gerou diversas denominações e classificações (Tab. 1). Neste trabalho se adotou as designações litoestratigráficas, atualmente mais aceitas de acordo com modelos evolutivos (Paim *et al.* 1995, 2000; Fragoso-Cesar *et al.* 2003).

O preenchimento sedimentar foi marcado por alternância de fases de predomínio vulcânico (base das unidades) e fases de deposição de sedimentos siliciclásticos. Esta variabilidade de eventos, ígneos, sedimentares e deformacionais, geraram um preenchimento complexo, representados por unidades estratigráficas (Fig. 3).



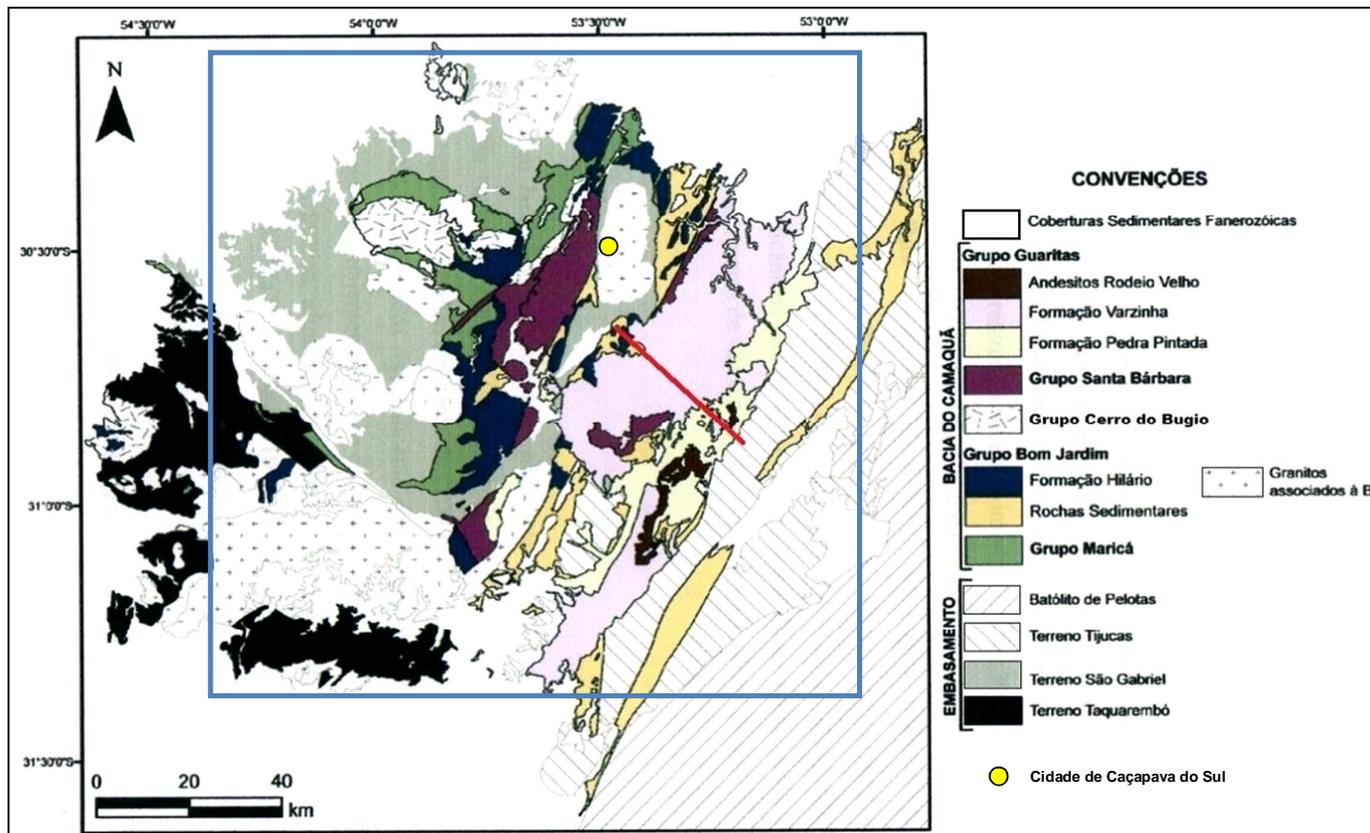


Figura 3: Mapa geológico da área com a localização da área processada (retângulo azul) e o perfil modelado neste trabalho (linha vermelha) (modificado de Oliveira, 2010 baseado em CPRM, 2008).

A sucessão completa da coluna estratigráfica da Bacia do Camaquã se encontra no Supergrupo Camaquã. Assim, a partir desta seção foi possível subdividi-la em cinco unidades principais, limitadas por discordância angular (Grupo Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Barbara e Guaritas) (Fragoso-Cesar *et al.* 2003).

Nos Grupos Cerro do Bugio, Santa Barbara e Guaritas, por conterem mais informações preservadas, foi possível subdividi-los em formações, limitadas entre si por discordâncias erosivas e em uma delas por superfície de afogamento.

A atividade magmática desenvolvida ao longo da história geológica da bacia ficou preservada pela ocorrência de rochas básica a ácidas, vulcânicas e vulcano-clásticas, encontradas em abundância nas bases dos Grupos Bom Jardim, Cerro do Bugio e Guaritas, e em menor escala no Grupo Maricá. Também ocorre a presença de Complexos graníticos na área, marcando a atividade plutônica.

### **2.3.1 Grupo Maricá**

O limite inferior é marcado por uma não conformidade, pois está em contato direto com rochas ígneas e metamórficas do embasamento. Seu limite superior está em contato com o Grupo Bom Jardim e é marcado por uma discordância.

O Grupo Maricá possui cerca de 2000 metros de espessura. Próximo à base têm-se níveis vulcânicos de composição ácida de afinidade calcico-alcalina (Almeida *et al.* 1992). Também há ocorrências de “shards” de vidro vulcânico, evidenciando o vulcanismo de origem explosiva ocorrida concomitante a deposição desta unidade.

A unidade possui um sistema deposicional aluvial na base (conglomerático na Sub-Bacia Piquirí/Arroio Boicí e arenoso na Sub-Bacia Ramada). O sistema deposicional da Sub-Bacia Ramada exhibe canais entrelaçados transversais (leques deltaicos arenosos) transportando os sedimentos para SSE. Na Sub-Bacia Piquirí / Arroio Boicí, a paleocorrente indica sistemas aluviais longitudinais (deltas de planícies entrelaçada conglomerática) e transversais (leques deltaicos conglomeráticos). A carga sedimentar é transportada para SE na Sub-Bacia Piquirí e NW na Sub-Bacia Arroio Boicí (Sayeg, 1993; Caravaca, 1998).

Na Sub-Bacia Ramada, fácies relacionadas a tempestades (tempestitos) sugerem um afogamento do sistema aluvial por um sistema marinho raso, e subordinadamente há ocorrência de depósitos vinculáveis a fluxo de fundo (turbiditos). Na Sub-Bacia Piquirí/ Arroio Boicí, dominam as fácies turbidíticas e subordinadamente, tempestitos. Além

disso, há presença de fósseis marinhos *Didymaulichnus*, *Intrites* e *Planolites* (Netto *et al.* 1992).

Na Sub-Bacia Piquirí, Caravaca (1998) identificou três episódios progradacionais acima do sistema aluvial basal, indicando quatro seqüências estratigráficas genéticas (Galloway, 1989). Caravaca (1998) interpretou estas quatro seqüências como associadas a pulsos tectônicos, responsáveis pela geração do espaço de acomodação e conseqüente afogamento, seguidos por intervalos de descanso tectônico e preenchimento do espaço gerado.

Tectonicamente, a Sub-Bacia Ramada possui falhas inversas rúpteis e dobras suaves, enquanto que na Sub-Bacia Piquirí / Arroio Boicí há dominância de estruturas relacionadas aos processos transcorrentes, tanto rúpteis quanto dúcteis.

Borba (2006) dividiu a Formação Maricá em três sucessões (inferior, intermediária e superior) semelhante ao proposto por Pelosi (2005) e com dados petrográficos de contagem estatística pelo método Gazzi-Dickinson e de Geologia isotópica Sm-Nd indicaram a fonte como sendo de origem Paleoproterozóica. Para a sucessão intermediária, cuja origem é marinha, os estudos de proveniência indicaram arco dissecado e idade TDM em 2.16 a 2.37 Ga. A sucessão fluvial superior, possui proveniência de arco dissecado e de reciclagem orogênica, sua idade TDM indica 2.07 Ga.

Soliani Jr. (1986) datou as rochas da Formação Maricá pelo método Rb/Sr em rocha total e obteve idades entre 640 e 620 Ma, sendo o topo do grupo mais jovem que  $592 \pm 5$  Ma (Remus *et al.* 1997, utilizando SHRIMP).

### **2.3.2 Grupo Bom Jardim**

Encontra-se limitado por duas discordâncias angulares, na base com o Grupo Maricá e ao topo com o Grupo Cerro do Bugio.

Nas sub-bacias Ramada, Taquarembó e Santa Bárbara, o Grupo Bom Jardim chega a espessura de 2000 metros, sendo ele dominado por depósitos vulcânicos (Andesito Hilário), acumulados em ambiente sub-aéreo ou subaquático (Wildner *et al.* 1997; Fambrini *et al.* 1999) na forma de derrames, rochas subvulcânicas e vulcanoclásticas. Estas rochas vulcânicas são provenientes de magmatismo cálcio-alcalino, de composição andesítica, afinidade shoshonítica (Lima & Nardi, 1998) e idade U-Pb em zircão em torno de 580 Ma (Remus *et al.* 1997; Janikian, 2004) e  $590 \pm 6$

Ma pelo método Ar-Ar (Janikian, 2004). Próximo ao Alto de Caçapava, que divide as sub-bacias Guaritas e Santa Bárbara, há ocorrência de conglomerados desorganizados a levemente organizados, com clastos de xistos e localmente, mármore, isto seria um indício de que a compartimentação da BC em outras sub-bacias teria ocorrido antes do início da fase de deposição desta unidade.

As paleocorrentes nas fácies turbidíticas inferem um padrão de dispersão de sedimentos de caráter predominantemente longitudinal, provindas de NE e SW da BC. As fácies conglomeráticas sugerem que os sistemas transversais (leques aluviais e deltaicos) provindas dos altos topográficos que subdividem a BC foram atuantes durante esse período.

A presença de traços fósseis *Didymaulichnus*, *Intrites* e *Planolites* (Netto *et al.* 1992) sugerem uma conexão marinha, parcial ou esporádica a esta unidade.

Tectonicamente, o Grupo Bom Jardim, apresenta-se normalmente basculado, possui falhas inversas e transcorrentes geradas de processos rúpteis e dúcteis, além da presença de dobras abertas.

### **2.3.3 Grupo Cerro do Bugio**

Este grupo é limitado por duas discordâncias angulares que delineiam seu contato com a unidade inferior (Bom Jardim) e superior (Santa Bárbara). Esta unidade estratigráfica possui cerca de 500 metros de espessura e é composta pelas Formações Acampamento Velho (base) e Santa Fé (topo).

A Formação Acampamento Velho foi descrita como sendo constituída por sucessões vulcânicas e vulcanoclásticas subaéreas (Janikian, 2004). Inicia com tufos grossos de origem piroclástica (ignimbritos), que transicionam para camadas tabulares e maciças de lapilli tufos e estes para brecha tufos, predominantes na sucessão composta por fragmentos de rocha vulcânica ácidas, principalmente rochas piroclásticas (tufos). Estes depósitos estão recobertos por riolitos e no topo ocorre lapili tufos retrabalhados e andesitos. Essa atividade ígnea se caracterizou por um magmatismo predominantemente ácido, de afinidade alcalina comendítica e caráter peralcalino (Wildner *et al.* 1997; Sommer *et al.* 1999) relacionado como um ambiente tectônico extensional pós-orogênico (Wildner *et al.* 1997; Wildner *et al.* 1999; Sommer *et al.* 1999). Também são referidas como sendo associadas a essa fase de atividade ígnea na Bacia do Camaquã, rochas vulcânicas basálticas e andesíticas (Wildner *et al.* 1999; Zerfass *et al.* 2000). Na

área do Cerro do Perau, um estudo preliminar acerca dos dobramentos de fluxo das lavas riolíticas desta localidade sugere uma migração para a direção SE-NW. O sistema U-Pb (SHRIMP) feito em zircões indicaram idades em torno  $574\pm 7$  Ma (Janikian, 2004).

A Formação Santa Fé é composta por conglomerados aluviais, ricos em clastos vulcânicos e plutônicos de composição ácida que gradam verticalmente para ritmitos areno-pelíticos (Paim, 2000). A Formação Santa Fé possui litologias predominantemente conglomeráticas que foram anteriormente enquadradas como parte da Série Camaquã (Carvalho, 1932, *apud* Holz & De Ros, 2000; Melcher & Mau, 1960, *apud* Holz & De Ros, 2000), da Formação Santa Bárbara (Robertson, 1966, *apud* Holz e De Ros, 2000) das Formações Santa Bárbara e Arroio dos Nobres (Ribeiro *et al.* 1966, *apud* Holz & De Ros, 2000), das Formações Santa Bárbara e Vargas (Ribeiro & Fantinel, 1978, *apud* Holz & De Ros, 2000), das Formações Maricá e Guaritas (Fragoso-Cesar *et al.* 1985, *apud* Holz & De Ros, 2000), das seqüência vulcano-sedimentares II e IV (Leites *et al.* 1990, *apud* Holz & De Ros, 2000), e das Formações Arroio dos Nobres e Santa Bárbara (Beckel, 1990, *apud* Holz & De Ros, 2000).

#### **2.3.4 Grupo Santa Bárbara**

Composta pelas Formações Serra dos Lanceiros e Pedra do Segredo (Paim *et al.* 1995b), compreende parte da Formação Camaquã (Goni *et al.* 1962) e Formação Santa Bárbara (Robertson, 1966; Ribeiro *et al.* 1966; Ribeiro & Fantinel, 1978).

Com aproximadamente 2000 metros de espessura, seus limites são marcados por discordância erosiva na base, com a Formação Acampamento Velho e discordância angular com o Grupo Guaritas. Este grupo é formado por arenitos, conglomerados e siltitos avermelhados e imaturos do ponto de vista textural e composicional, está associado a fácies de leques aluviais, frente deltaica aluvial, lacustre e de canais fluviais entrelaçados, arenosos e cascalhosos (Borba & Mizusaki, 2003).

Este grupo exhibe dobras abertas e basculamento com mergulhos de poucos graus a sub-vertical localizados junto a falhas regionais, o que indica a movimentação do sistema de falhas predominantemente normal e direcional (Paim *et al.* 2000).

Sua idade estimada considerando que está sobreposta a Formação Acampamento Velho é de  $559\pm 7$  Ma. A idade obtida para a cristalização do Complexo Granítico Caçapava do Sul,  $562\pm 8$  Ma (Remus *et al.* 2000), é proposta como a idade que

representa o evento deformacional gerador da discordância que separa o Grupo Santa Bárbara do Grupo Guaritas.

### **2.3.5 Grupo Guaritas**

Com cerca de 800 metros de espessura, este grupo representa o último processo de deposição preservado na Bacia do Camaquã, estando limitado sobre as sucessões anteriores por uma discordância angular. Este grupo se encontra predominantemente horizontal e é afetado por uma deformação rúptil de caráter direcional e gravitacional e amplas dobras.

O Grupo Guaritas pode ser dividido em Formação Pedra Pintada e Formação Varzinha, sendo separadas entre si por uma desconformidade. A Formação Pedra Pintada (inferior) possui fácies de origem desértica e próxima a base rochas vulcânicas básicas a alcalinas referidas como “Andesito Rodeio Velho” ( $547 \pm 6,3$  Ma pelo método U-Pb em zircão (Almeida *et al.* 2003) de afinidade alcalina, interpretadas por Almeida *et al.* (1999b), como sendo geradas em ambiente intraplaca. A Formação Varzinha possui fácies aluviais substituídas, sessão acima, por sucessão deltaica.

Os depósitos desérticos da Formação Pedra Pintada estão relacionadas a: 1- pequenas dunas crescentes (barcanas e cristas barcanóides), de ventos vindos de SW (base) e NE (topo); 2- áreas interdunas, caracterizadas por eventos erosivos e deposicionais relativos a alternância de clima seco e úmido; 3- planícies de nível de base, que periodicamente encerravam períodos mais secos (dunas/interdunas) durante episódios mais úmidos (Paim, 1994).

As medidas de paleocorrentes nas fácies aluviais da Formação Varzinha indicam dois sistemas aluviais diferentes (Paim, 1995): 1- sistema aluvial entrelaçado (Oeste da Sub-Bacia Guaritas); 2- sistema de leques aluviais, representados por dois lobos (Leste da Sub-Bacia Guaritas). De qualquer forma, ambos os depósitos aluviais estariam associados durante seu desenvolvimento (Paim, 1993; De Ros *et al.* 1994). Os níveis superiores correspondem a conjuntos de parasequências progradacionais deltaicas de uma bacia lacustre rasa (feições de dissecação). Estes depósitos deltaicos estão associados a um sistema de leques deltaicos tributários, na borda leste da Sub-Bacia Guaritas, e na borda oeste, estariam associados a um sistema de deltas de planície entrelaçada, progradando para SW.

Dados de proveniência sedimentar obtidos nos depósitos sedimentares do Grupo Guaritas envolveram a aplicação de análise da assembléia de minerais pesados conduzida por Nobrega *et al.* (2008) nos depósitos fluviais e eólicos da unidade. Marconato *et al.* (2009), *apud* Marconato (2010) apresenta dados de proveniência coletados em leques aluviais e depósitos fluviais do topo do Grupo Guaritas, indicando o Alto da Serra das Encantadas como principal fonte dos depósitos, enquanto que dados de proveniência isotópica obtidos por Borba *et al.* (2003) em estudo de proveniência por meio da combinação de análises Rb/Sr e Sm/Nd em depósitos pelíticos do Grupo Guaritas e por Hartmann *et al.* (2008), que em estudo de zircões detríticos em depósitos fluviais do Grupo Guaritas propõem áreas fontes próximas à bacia, rochas metassedimentares do Alto da Serra das Encantadas e rochas dos Cinturões Dom Feliciano e São Gabriel.

## **2.5 A evolução tectônica da Bacia do Camaquã**

A Bacia do Camaquã está associada a um sistema de bacias tardi- à pós-orogênicas, relativas aos estágios finais da Orogenia Brasileira/Pan-Africana, sendo associadas às fases finais da orogenia Brasileira e interpretadas como antefossas e/ou bacias intermontanas (Almeida, 1969, 1976, 1981) e também vinculadas a reativações transcorrentes tardias do embasamento brasileiro gerando bacias tipo “*strike-slip*” (Wernick *et al.* 1978).

Estruturalmente a Bacia do Camaquã pode ser definida como a superposição de diferentes bacias (Paim *et al.* 2000; Chemale Jr., 2000; Menegat & Fernandes, 2001; Borba *et al.* 2004). A origem e evolução da Bacia do Camaquã está vinculada a uma depressão tectônica gerada e desenvolvida durante as fases finais de evolução do Cinturão Dom Feliciano (Loss & Roisenberg, 1972; Jost, 1984; Fragoso-César *et al.* 1982b, 1984, 1992; Issler, 1985; Beckel, 1990, 1992; Oliveira & Fernandes, 1991, 1992; Fernandes *et al.* 1992; Oliveira *et al.* 1992; Chemale Jr., 1993; Gresse *et al.* 1996), porém esta unanimidade se restringe às fases tardias e posteriores a Orogenia Brasileira (Fig. 4).

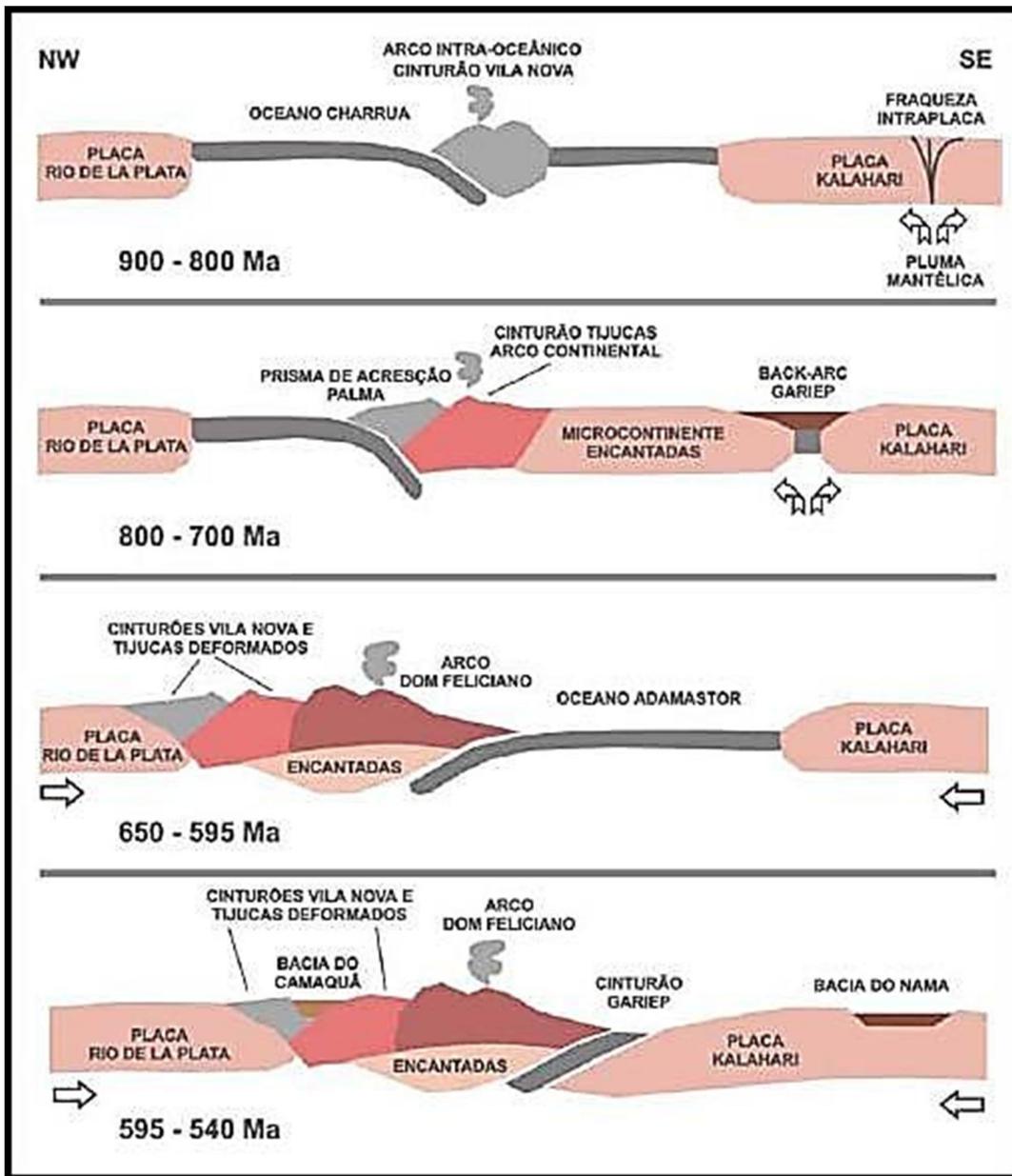


Figura 4: Modelo evolutivo para o Cinturão Dom Feliciano, formado pela convergência entre os crátens Rio de la Plata e Kalahari, responsável pela configuração do Escudo Sul-riograndense (modificado de Chemale Jr., 2000).

Não há consenso sobre a evolução Brasileira do Escudo Sul Riograndense, conseqüentemente não há certeza quanto a origem e evolução tectônica e classificação da BC. Entretanto, existem alguns modelos propostos para a Bacia do Camaquã, estes modelos geodinâmicos podem ser enquadrados em algumas categorias (Tab. 2):

- 1- Hipóteses desvinculadas da teoria de tectônica de placas, o que inclui as bacias molássicas desenvolvidas em feições geossinclinais (Loss & Roisenberg, 1972);
- 2- Modelos relacionados a gênese da bacia a uma deformação tangencial das unidades litotectônicas brasileiras, com vergência tectônica para Noroeste e conseqüente subsidência flexural. Esta classe inclui bacia periférica (Issler, 1982, 1985), bacia sucessória de retroarco de antepaís (Gresse *et al.* 1996);
- 3- Teoria ligada a um episódio final do ciclo brasileiro caracterizado por reativações transcorrentes de escala regional e/ou continental originando bacias do tipo “strike slip” (Wernik *et al.* 1978; Almeida *et al.* 1976, 1981; Machado & Fragoso-Cesar, 1987; Brito Neves & Cordani, 1991; Oliveira & Fernandes, 1991, 1992; Fernandes *et al.* 1992; Machado & Sayeg, 1992);
- 4- Modelo compostos partindo de um contexto inicial compressivo e posteriormente uma fase de deformação transtracional e/ou extensional (Fragoso-Cesar *et al.* 1982b, 1984, 1992; Beckel, 1990, 1992; Sayeg *et al.* 1992; Chemale Jr., 1993).

**Tabela 9: Classificações baseadas na tectônica de placas propostas para a Bacia do Camaquã sob o ponto de vista de diferentes autores (Fonte: Holz & De Ros, 2000 e modificada por Oliveira, 2010).**

<b>Evolução</b>	<b>Esforços envolvidos</b>	<b>Tipo de Bacia</b>	<b>Autores</b>
Simples	Transcorrência	“strike-slip”	Wernick <i>et al.</i> (1978) Almeida <i>et al.</i> (1976, 1961) Machado & Fragoso-Cesar (1987) Brito Neves & Cordani (1991) Oliveira & Fernandes (1991, 1992) Fernandes <i>et al.</i> (1992) Machado & Sayeg (1992)
	Empurrão	Periférica Sucessória de retroarco Antepaís de retroarco	Issler (1982, 1983, 1985) Jost (1984) Gresse <i>et al.</i> (1996)
Complexa	Empurrão Extensão	Molassa sinclínoria Molassa gráben	Fragoso-Cesar <i>et al.</i> (1982b)
	Empurrão Extensão	Antefossa (molassa precoce) Gráben a hemo-gráben	Fragoso-Cesar <i>et al.</i> (1982b)
	Empurrão Empurrão Transcorrência Extensão	Antepaís “Piggy-Back” “strike slip” Gráben intramontano	Beckel (1990, 1992)
	? Empurrão Transcorrência	Molassa Maricá Retroarco Santa Bárbara e Antefossa Arroio do Nobres Pull-apart (Camaquã)	Fragoso-Cesar <i>et al.</i> (1992)
	Empurrão Transcorrência	Antefossa Arroio dos Nobres (Flysch do Vale do Piquiri) “strike-slip” (molassa Vargas)	Sayeg <i>et al.</i> (1992)
	Transtração Transpressão	Antepaís Periféricas Antepais de Retroarco Pull-apart Colapso orogenético Riftes extensionais	Chemale Jr. (1993)
	Empurrão Transcorrência Extensão	Bacia de Antepais de Retroarco Strike-slip de Retroarco Hemi-Gráben Transtracional	Paim <i>et al.</i> (2000)
	Transcorrência Extensão		Menegat & Fernandes (2001)
	Extensão/Empurrão Compressional Extensão/Transcorrência	Intracratônica “Foreland” Rifte ou “Pull-apart”	Borba (2006)

## Capítulo 3. Método Gravimétrico

### 3.1 Introdução

O método gravimétrico está relacionado a descoberta da força da gravidade feita por Galileu Galilei, esta força posteriormente foi quantificada por Newton, quase 100 anos depois, através da lei de atração de corpos.

O método gravimétrico no estudo da subsuperfície se baseia nas diferenças de densidades do subsolo, que geram distorções no campo gravitacional da Terra.

Na prospecção, o método gravimétrico consiste em quantificar a atração que um corpo rochoso exerce em superfície através de um instrumento de medida da gravidade (gravímetro). As distorções dos valores normais correspondem as variações laterais da densidade dos corpos rochosos que são provocadas pelas estruturas geológicas ou por depósitos minerais.

O uso da gravimetria na prospecção iniciou em 1902 na Hungria com o cientista Eötvös, que utilizando um instrumento criado por ele, conseguiu medir a variação horizontal da gravidade em materiais. Em 1924, utilizando o instrumento de Eötvös, foi realizada a primeira descoberta de uma estrutura acumuladora de petróleo por meio de um método indireto, o Domo Nash, localizado no Texas (Lafehr, 1980).

Com o passar do tempo e com o avanço da tecnologia, o instrumento criado por Eötvös foi aprimorado, tornando-se mais compacto e preciso, trazendo novas perspectivas para a prospecção.

### 3.2 Fundamentos da Gravimetria

O método Gravimétrico é baseado na atração entre massas, uma vez que se mede a aceleração da gravidade entre as massas da subsuperfície e a massa localizada no instrumento de medida.

A lei de Newton, de atração gravitacional, diz que no universo as partículas de materiais se atraem com uma força de intensidade proporcional ao produto de suas massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância que separa o centro de suas massas. Ou seja, duas partículas de massa  $m_1$  e  $m_2$ , separadas pela distância  $r$ , expõem-se a forças de atração com intensidade igual a (1):

$$F = G \cdot ((m_1 \cdot m_2) / r^2) \quad (1),$$

sendo  $G$  a constante gravitacional universal de valor  $6,67 \times 10^{-8}$  dina.cm<sup>2</sup>/g<sup>2</sup>, no sistema CGS. A aceleração com que  $m_1$  é atraída por  $m_2$  é quantificada usando a segunda lei de Newton (2).

$$a_2 = F/m_2 = G.(m_1/r^2) \quad (2)$$

Porém a segunda lei de Newton trata de partículas de dimensões infinitesimais, portanto quando as massas são distribuídas continuamente sobre volumes de grandes dimensões é necessário dividi-las em partes de dimensões ( $dm$ ), cada uma com um volume, e assim, somar os efeitos em cada parte (3).

$$dm = \rho dv \quad (3)$$

De acordo com a segunda lei de Newton, a atração exercida pelo corpo seria obtido somando o efeito de cada elemento por todo o volume  $V$  (4):

$$a = G \int_V dm / r^2 = G \int_V (\rho dv) / r^2 \quad (4)$$

### 3.3 Campo Gravitacional Terrestre

Corpos esféricos homogêneos na densidade ou formados por camadas esféricas homogêneas exercem atração equivalente a que seria exercida se toda a sua massa estivesse concentrada no seu centro (Kellog, 1954). Por isso, a massa da Terra pode ser tomada como se estivesse concentrada no seu centro. Sendo assim, os corpos na superfície terrestre são atraídos com uma aceleração  $a = (G.M)/r^2$ , sendo  $M$  a massa da Terra ( $5983 \times 10^{27}$  g) e ' $r$ ' a distância entre os centros de massa do corpo na superfície e o centro da Terra.

Como a Terra não é uma esfera perfeita, a força de aceleração exercida sobre um corpo irá variar ao longo da superfície. Portanto, devido a densidade da Terra não ser homogênea e sua forma não ser uma esfera perfeita, é necessário substituir a equação  $a = (GM)/r^2$ , por (5):

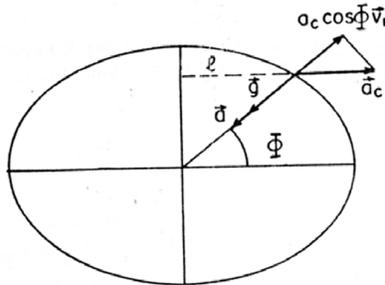
$$a = G \int_V (dm) / r^2 \quad (5)$$

Devido à rotação da Terra, ela está sujeita a uma força centrífuga. Esta força irá depender do raio de rotação ( $l$ ) e da velocidade angular da rotação ( $w$ ), que mudam de acordo com a latitude. A força centrífuga é definida por  $a_c = w^2 l$ .

Ou seja, um corpo estando na superfície da Terra está exposto à força de atração e a força centrífuga. Como a força de atração é muito maior do que a força centrífuga, o corpo é atraído para o centro da Terra, cuja intensidade é determinada por (6):

$$g = G \int_V (dm) / r^2 - w^2 l \cos \phi, \quad (6)$$

sendo que  $\Phi$  corresponde a latitude do ponto de medida. A direção de  $g$  corresponde a direção do raio terrestre (Fig. 5).



**Figura 5: Localização dos vetores de aceleração (modificado de Fernandes, 1982).**

O raio de rotação  $l$  tem valor máximo no equador e mínimo nos pólos, ou seja, o valor da força centrífuga é máxima no equador, cerca de  $3,4 \text{ cm/s}^2$ . Com isso, é sabido que a variação da força centrífuga junto com a variação da aceleração da gravidade, contribuem para as variações do valor da gravidade.

As atrações exercidas por corpos celestes como a Lua e o Sol também refletem variações nos valores de gravidade, sendo estes efeitos, pequenos e periódicos, a influência do Sol está em torno de  $0,00008 \text{ cm/s}^2$ , enquanto a Lua causa uma perturbação em torno de  $0,00016 \text{ cm/s}^2$ .

A unidade utilizada no sistema *cgs* é chamado de Gal, sendo uma referência a Galileu,  $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$ . Normalmente são utilizada a unidade miliGal (mGal) e microGal ( $\mu\text{Gal}$ ) devido as variações serem muito pequenas.

### 3.4 Potencial Gravitacional

O campo gravitacional é um campo conservativo, onde o trabalho necessário para mover uma massa independe do caminho percorrido, importando somente os pontos inicial e final. Um campo com tais características pode ser representado pelo gradiente de uma função escalar, ou (7):

$$\vec{g}(\vec{r}_1) = -\nabla U(\vec{r}_1), \quad (7)$$

$U$  é a função potencial, neste caso chamada de potencial gravitacional, representada por (8):

$$U = -G \int_V \frac{dM}{r} + \frac{w^2 l^2}{2} = -G \int_V \frac{dM}{r} + \frac{w^2}{2} r_1^2 \cos^2 \phi, \quad (8)$$

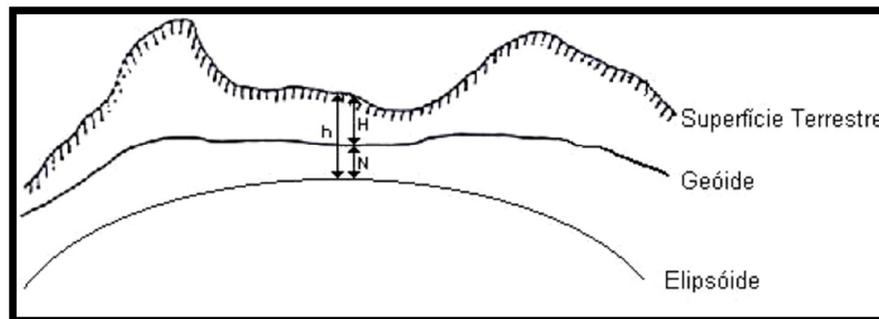
Na representação da Terra por uma esfera, o potencial gravitacional é uma constante. Contudo, quando  $r_l$  é tomado como a distância entre o nível médio dos mares e o centro da Terra, a superfície equipotencial definida acompanhará o relevo do planeta (sem coincidir), de maneira que a superfície equipotencial se afasta do centro da Terra nas elevações e se aproxima do centro da Terra nas depressões. Esta superfície equipotencial é denominada geóide.

Por desconhecermos tanto a distribuição da densidade quanto a forma da Terra, o valor exato do potencial gravitacional para o geóide não pode ser calculado, entretanto o seu valor aproximado já é suficiente. Por isso o termo  $(dM)/r$ , na equação anterior é expandido na soma de um número infinito de termos e a integral é feita termo a termo. Quanto maior o número de termos usados, maior a exatidão do potencial e por consequência mais próximo do geóide será a superfície equipotencial.

### 3.5 A forma da Terra

Matematicamente nosso planeta é descrito como um elipsóide de revolução. O elipsóide de referência é definido pela *International Gravity Formula* e é o modelo utilizado em levantamentos gravimétricos.

Ao contrário do geóide, o elipsóide possui formas mais suavizadas sendo assim, mais simples de ser representada matematicamente possibilitando com isso, a resolução de problemas geofísicos. Em escala global, o geóide localiza-se mais afastado do centro da Terra se comparado com o elipsóide em áreas continentais, além disso, o geóide coincide com a superfície do oceano, enquanto que o elipsóide se posiciona acima do oceano (Fig. 6).



**Figura 6: Representação do geóide e do elipsóide em relação a superfície da Terra (Fernandez, 1982).**

### 3.6 A Gravidade Normal

Considerando os dois primeiros termos da expansão em série do integrando da expressão (8) anterior e derivando-se o resultado em relação ao raio  $r$ , determina-se o valor da gravidade em função da latitude  $\phi$ , para a superfície do elipsóide. A expressão resultante é chamada de Teorema de Clairout (9):

$$g = g_e ( 1 + \alpha \text{sen}^2 \phi - \beta \text{sen}^2 2\phi ) \quad (9)$$

Assim:

$g_e$ : constante representando a gravidade no equador;

$\alpha$  e  $\beta$ : constantes relacionadas ao achatamento polar e a aceleração centrífuga.

Em 1930 a União Internacional de Geodésia e Gravimetria (UIGG) oficializou o teorema de Clairout como a fórmula oficial para calcular a gravidade.

$$g_e = 978,049 \text{ Gal}$$

$$\alpha = 0,0052884$$

$$\beta = 0,0000059$$

A definição destas constantes ( $g_e$ ,  $\alpha$  e  $\beta$ ) produzem os valores da “*gravidade normal*” para o elipsóide terrestre, que será utilizado para definir as anomalias gravimétricas.

Em 1971, a UIGG adota uma nova fórmula (10), denominada Geodetic Reference System-1967 (Heiskanen & Moritz, 1967), sendo (10):

$$g = 978,031846 (1 + 0,005278895 \text{ sen}^2 \phi + 0,000023462 \text{ sen}^4 \phi) \quad (10)$$

As anomalias obtidas com duas fórmulas diferentes não podem ser comparadas, a menos que haja uma correção.

### **3.7 Influência dos materiais no valor da gravidade**

Todos os materiais presentes na Terra influenciam no valor da gravidade. Os materiais da crosta contribuem com até 0,3% do valor total da gravidade, o restante provém do manto e do núcleo.

Os primeiros 5 km de crosta contribuem com até 0,05%, do valor total da crosta (0,3%), e as variações nas densidades das rochas são responsáveis por flutuações menores que 0,01% do valor da gravidade normal (Luiz & Silva., 1995).

Na prospecção de petróleo, as anomalias chegam a até 10 mGal, enquanto que na prospecção mineral podem chegar a 5 mGal. A seguir são colocados alguns exemplos de densidades de rochas e minerais (Tab. 3).

**Tabela 10: Exemplos de densidade em rochas e minerais (Telford *et al.* 1990).**

<b>Rocha ou mineral</b>	<b>Varição de densidade (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b>Densidade média (g/cm<sup>3</sup>)</b>
Granito	2,50-2,81	2,64
Sienito	2,60-2,95	2,77
Basalto	2,70-3,30	2,99
Gabro	2,70-3,50	3,03
Gnaisse	2,59-3,00	2,80
Xisto	2,39-2,90	2,64
Arenito	1,60-2,68	2,24
Folhelho	1,56-3,20	2,10
Magnetita	4,90-5,20	5,12
Malaquita	3,90-4,03	4,00
Quartzo	2,50-2,70	2,65

É possível notar que os valores de densidade em rochas ígneas é inversamente proporcional ao teor de sílica. As rochas sedimentares exibem maior variação de densidade, pois estão associadas não só a composição mineralógica, mas também ao grau de compactação, porosidade e presença ou não de fluidos nos poros. Nas rochas metamórficas a densidade tende a aumentar para fácies com alto grau de metamorfismo.

Nos minerais metálicos as densidades geralmente são superiores a 4,0 g/cm<sup>3</sup>, enquanto que minerais não metálicos possuem densidades geralmente inferiores a 3,5 g/cm<sup>3</sup>.

### **3.8 O Gravímetro**

O gravímetro é o instrumento para se obter medidas de aceleração de gravidade. Podem ser divididos em dois tipos: absoluto e relativo. Os gravímetros absolutos se encontram em estações gravimétricas e são usados para estabelecer a base das medidas relativas. Os gravímetros relativos são usados no mapeamento regional ou de detalhe.

#### **3.8.1 O Gravímetro Absoluto**

O funcionamento dos gravímetros absolutos se baseia na medição das quantidades fundamentais da aceleração, distância e tempo. É observado o movimento livre de um sensor no campo da gravidade. Para isso é utilizado o método da queda livre, onde precisões entre 10<sup>-7</sup> e 10<sup>-9</sup> g são alcançadas (Torge, 1989). A observação do

corpo de prova em queda livre é feita utilizando interferometria para a medida das distâncias e relógios atômicos ou de quartzo como contadores de tempo.

### 3.8.2 O Gravímetro Relativo

Seu funcionamento se baseia num sistema de massa-mola. Desta forma, a variação da gravidade pode ser obtida através da variação da deformação da mola.

Assim podemos chegar a expressão  $\Delta g = C \cdot (E_2 - E_1)$ , onde  $E_1$  corresponde a variação da mola na primeira estação e  $E_2$  a variação na segunda estação,  $C$  é um fator de calibração.

O gravímetro de Lacoste & Romberg funciona um pouco diferente, neste tipo de gravímetro, as leituras são obtidas em unidades instrumentais, que correspondem ao número de contagens dadas pelo parafuso de medida. Esta contagem corresponde ao movimento feito pelo parafuso de medida após a deformação para retornar a posição inicial. A força da gravidade será proporcional a força de deformação da mola. Utilizando uma tabela de calibração fornecida pelo fabricante, esta quantidade de força, medida através do número de contagens, é transformada em valores de gravidade. Este tipo de gravímetro deve ser calibrado constantemente a partir de estações absolutas gerando novas tabelas de calibração.

Há ainda os gravímetros relativos digitais, estes, mais modernos, mais precisos e funcionais. O gravímetro digital possui faixa de atuação que abrange todo o globo, 7000 mGals, possui resolução de leitura de 0,005 mGal no modelo CG-3 e de 0,001 mGal no modelo CG-5 da Scintrex, sua deriva é de 0,02 mGal/dia, tendo uma repetibilidade maior que 10 mGal.

O gravímetro Scintrex não possui uma tabela de calibração para conversão de unidades, sua leitura já é dada em miligals. O único procedimento necessário é a determinação de um fator de correção da deriva instrumental (*drift*). Para a determinação deste fator, o equipamento é posto para operar no modo estático por um período superior a 12 horas amostrando valores de gravidade em intervalos de tempo regulares (10 minutos, por exemplo) gerando um conjunto de dados que permitem calcular um novo fator.

O cálculo é feito com base na diferença entre as leituras final e inicial do ciclo de tempo no qual o gravímetro esteve em operação, dividida pelo tempo total do ciclo (*e.g.* 12/24 horas). Assim, tem-se o novo fator de correção para a deriva instrumental dado

em mGals/dia. Este gravímetro possui um alto *drift* diário, portanto, é necessário calibrá-lo constantemente.

## **Capítulo 4. Método Gravimétrico Aplicado à Análise Tectônica de Bacias Sedimentares**

### **4.1 Introdução**

Bacias sedimentares são estruturas geológicas caracterizadas por corpos tridimensionais com contatos geológicos definidos, inseridas num contexto estrutural anterior, no qual possuem contrastes nítidos em termos de densidades. Os dados gravimétricos podem sugerir diversos tipos de estruturas geológicas tais como falhas, dobras, domos e lineações. Assim, as anomalias gravimétricas são causadas por variações horizontais e verticais da densidade (Castro, 2005).

Em geral, anomalias delimitadas por contornos isogálicos alongados crescentes e com variação do gradiente horizontal estão relacionadas a falhas. Anomalias caracterizadas por contornos fechados, tendendo à simetria, podem indicar maciços de rochas intrusivas, enquanto que contornos fechados e alongados podem indicar eixos de dobras ou intrusões tipo dique, por exemplo.

Com base nestes conceitos, é possível aplicar ferramentas de modelagem computacional que permitem a transformação de valores de gravidade em valores de profundidades, deste modo recriando estruturas internas de uma bacia.

Trata-se de uma das técnicas mais usadas na área da Geofísica para fins de determinação de formas internas e profundidades de uma bacia, principalmente quando há falta de informações sísmicas. Porém, a gravimetria possui algumas limitações tais como baixa resolução em grande profundidade, devido ao decaimento de ondas de curto comprimento. Além disso, sua ambigüidade também causa alguns transtornos, sendo normalmente reduzida com a agregação de conhecimento geológico ou outras técnicas geofísicas.

A modelagem gravimétrica pode ser realizada a partir de perfis (2D) ou em mapas (3D). Existem dois tipos de modelagem, a direta e a inversa. Para a modelagem direta, as densidades e formas geométricas das fontes são assumidas e o valor da gravidade calculado é comparado com o dado observado. Para o problema inverso, a gravidade é especificada e as densidades ou a geometria ou ambas são incógnitas, que deverão ser determinadas automaticamente por procedimentos estatísticos. (Castro, 2005).

Outra dificuldade da modelagem gravimétrica é o fator do campo gravitacional ser aditivo, ou seja, o valor do campo é o resultado da soma de todas as fontes existentes na região, tanto em superfície quanto em sub-superfície. A partir de um filtro que separa respostas dos campos regionais/residuais, é possível atenuar o efeito de fontes profundas. Ainda assim, a presença de fontes rasas podem resultar uma variação gravimétrica podendo interferir no resultado final da modelagem, em outras palavras, a dificuldade está em separar o que é resposta residual e o que é resposta regional.

#### **4.1.1 Exemplo de estudos de caso**

##### **4.1.1.1 Bacias Extensionais**

Uma revisão sobre o tipo de resposta gravimétrica em bacias sedimentares extensionais demonstra como o sinal gravimétrico pode variar de acordo com o grau de extensão crustal e o estágio de evolução da bacia (Gunn, 1997).

Geralmente, a fase pré-rifte se caracteriza por amplos baixos gravimétricos que podem chegar à centenas de quilômetros. Burke & Whiteman (1973) *apud* Gunn (1997) identificaram esta situação na área do Plaô Jos, na Zona de Camarões, Tibetsi e Ahaggar, todos estes localizados na África. Os amplos baixos gravimétricos descritos acima estão associados aos estágios iniciais de distensão. Acumulações de sedimentos pré-riftes de baixa densidade nas depressões das fases anteriores ao rifteamento podem contribuir para os baixos valores gravimétricos.

Na fase Sin-Rifte, com a continuidade da distensão da crosta, inevitavelmente ocorre sua ruptura, sendo esta, preenchida por sedimentos da fase Pré-Rifte, podendo ser considerada como um rifte ou gráben.

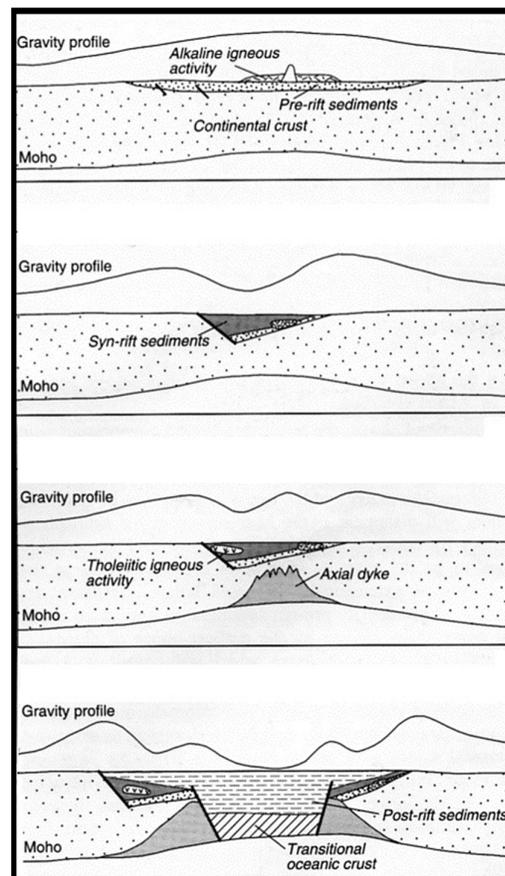
Os amplos baixos gravimétricos, que podem chegar a centenas de quilômetros podem ser causados por baixas densidades da litosfera – porém este efeito deve desaparecer com os processos distensivos.

Além disto, outros fatores podem influenciar no sinal gravimétrico:

- Amplos baixos gravimétricos causados pelas baixas densidades da litosfera tendem a desaparecer com a evolução dos processos distensivos;
- Altos valores gravimétricos podem ocorrer por afinamento da crosta;
- Baixos valores gravimétricos associados a sedimentos sin-rifte de baixas densidades;

- Um eixo de alto valor gravimétrico devido a ascendência de material mantélico como resultado de um afinamento crustal extremo ou uma intrusão ígnea na crosta.

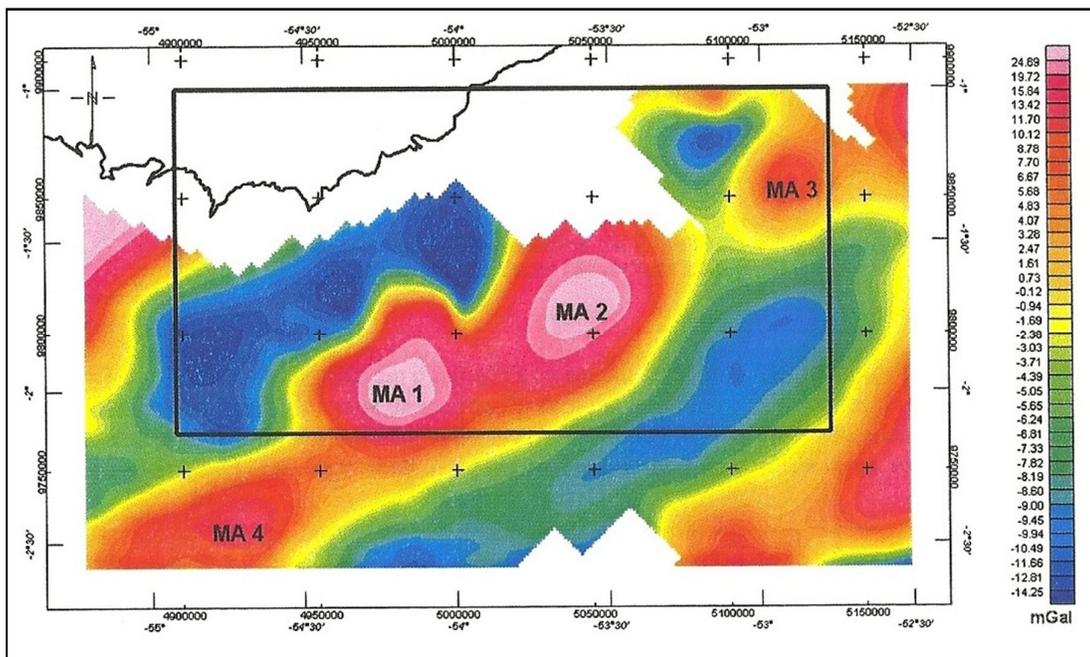
Os efeitos causados na gravimetria variam de acordo com a progressão da extensão crustal. A combinação dos efeitos de alto valor gravimétrico oriunda do afinamento crustal e os baixos valores gravimétricos originados a partir das baixas densidades dos sedimentos podem resultar em dois altos gravimétricos flanqueando um baixo gravimétrico. Em qualquer interpretação gravimétrica, em sistema de riftes, é importante saber que o alto gravimétrico nem sempre corresponde diretamente ao excesso de massa e sim ao magma básico e denso proveniente do manto (Fig. 7).



**Figura 7: Comportamento gravimétrico esperado conforme progressão da extensão crustal.**  
**Fonte: Burke & Whiteman (1973) apud Gunn (1997).**

#### 4.1.1.2 Bacia do Amazonas

Na subárea Monte Alegre, Bacia do Amazonas, são observadas em alguns mapas regionais (Araújo *et al.* 1976, *apud* Bongioiolo, 2011 no prelo), estruturas subcirculares que podem indicar um padrão dômico e parecem ter ligação com a ascensão de plútons. Bongioiolo (2011), utilizando dados de gravimetria terrestre, realizou uma interpretação gravimétrica qualitativa da região. A partir do mapa Bouguer foram observadas as presenças de feições circulares, que correspondiam a altos gravimétricos, sendo uma destas feições associadas ao Domo de Monte Alegre. Por analogia, o autor sugere que as demais feições reflitam estruturas geológicas, em subsuperfície, semelhantes ao Domo de Monte Alegre. Outro aspecto ao qual o referido autor chama a atenção é o posicionamento do Domo Monte Alegre no contexto de intersecção de tendências dispostas segundo NW e NE, as quais podem se relacionar com estruturas do embasamento (Fig. 8).

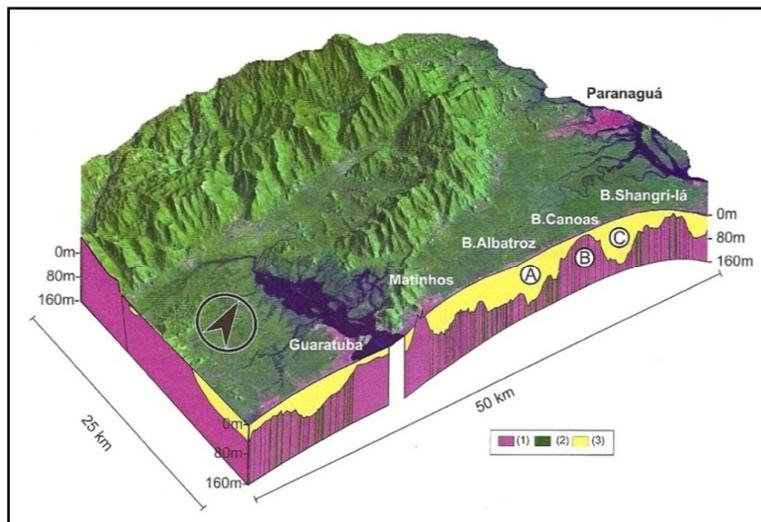


**Figura 8: Mapa residual de 3º grau da região de Monte Alegre-PA indicando os altos gravimétricos (MA1 a MA4) e o limite da Bacia do Amazonas (em preto) (Bongioiolo, 2011).**

#### 4.1.1.3 Gráben Paranaguá

Castro (2007) contribuiu ao estudo do Gráben de Paranaguá, feição integrante do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil, neste estudo o autor propôs um modelo geofísico-geológico-estrutural do topo do embasamento sob os sedimentos cenozóicos da planície costeira paranaense, buscando identificar as principais estruturas, estimando a espessura da cobertura sedimentar e mapeando as intrusões básicas alojadas no embasamento.

Ao analisar os perfis gravimétricos regionais o autor indica a variação do embasamento com a presença de um alto gravimétrico pronunciado ao qual o autor associa ao Alto Estrutural de Canoas e ainda dois baixo gravimétricos mais expressivos adjacentes. Sendo estas feições atribuídas a uma deficiência de massa causada por uma espessura maior de sedimentos e denominadas como Baixo estrutural de Albatroz e Baixo Estrutural de Shangri-lá (Fig. 9).



**Figura 9: Bloco diagrama da porção continental da planície costeira paranaense com topo do embasamento e principais feições estruturais. Legenda: (1) Embasamento indiferenciado, (2) Diques, (3) Sedimentos indiferenciados, (A) Baixo Estrutural de Albatroz, (B) Alto Estrutural de Canoas e (C) Baixo Estrutural de Shangri-lá (Castro, 2007).**

#### 4.1.1.4 Bacia de Taubaté

Fernandes & Chang (2001) realizaram um estudo utilizando dados gravimétricos na Bacia de Taubaté (Fig. 10), região leste do estado de São Paulo, para caracterização do seu arcabouço estrutural. A Bacia de Taubaté é uma bacia tipo rifte, com sedimentos sintectônicos de origem continental, estes sedimentos possuem granulometria grossa nas bordas com afinamento em direção ao centro da bacia, ligados a sedimentação flúvio-lacustre (Appi *et al.* 1986; Chang *et al.* 1989; Riccomini, 1989, *apud* Fernandes & Chang, 2001). Internamente a bacia se caracteriza por grábens assimétricos, limitados por falhas que mudam de vergência formando um padrão alternado (Fernandes, 1993 *apud* Fernandes & Chang, 2001).

Ao mapa Bouguer (Fig. 11) foi aplicado um filtro de passa-alta, com a intenção de eliminar os comprimentos de onda maiores que 30 km, gerando o mapa residual (Fig. 12).

A partir destes mapas temáticos, os autores procuraram associar os mapas gravimétricos Bouguer e Bouguer de Anomalia Residual às informações geológicas existentes para a região.

Na região de Arujá, há um alto gravimétrico com forma elipsoidal, alongada no sentido NE, porém não há feições geológicas em superfície que se correlacionem a esta feição, os autores suspeitam que ela possa estar associada à terminação em cunha do Bloco Tectônico Paraíba do Sul. Porém, este alto gravimétrico também apresenta certa coincidência com a “Soleira de Arujá”, alto estrutural do embasamento cristalino que divide as bacias de Taubaté e São Paulo.

O Mapa Gravimétrico Bouguer de Anomalia Residual, permitiu mostrar as compartimentações e feições internas da Bacia de Taubaté. Os autores destacam que este mapa mostra duas porções distintas para a bacia, uma porção profunda ao NE, e outra mais rasa em SW. Internamente a bacia possui dois compartimentos caracterizados por baixos gravimétricos, separados por um alto relativo. Posteriormente foram modelados alguns perfis para melhor caracterizar estas discontinuidades e também a geometria interna da bacia. O método utilizado para a modelagem foi o de Talwani *et al.* (1959) e contou com diferentes densidades para o embasamento e preenchimento da bacia cujos valores foram buscados em bibliografia. Os autores ainda contaram com perfis sísmicos para calibração dos modelos. Segundo os autores deste

estudo a modelagem gravimétrica 2D corroborou as interpretações feitas sobre a compartimentação da bacia (Fig. 13).

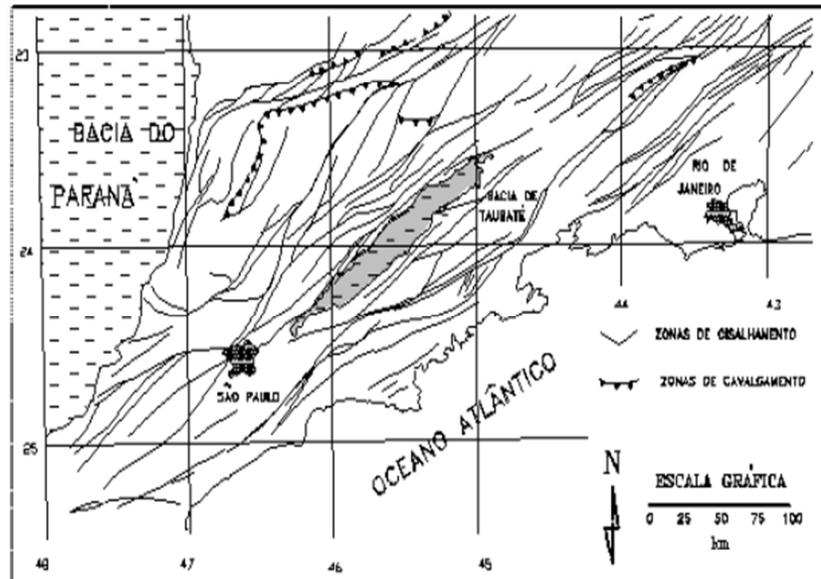


Figura 10: Localização da Bacia de Taubaté e as principais estruturas pré-Cambrianas (Fernandes & Chang, 2001).

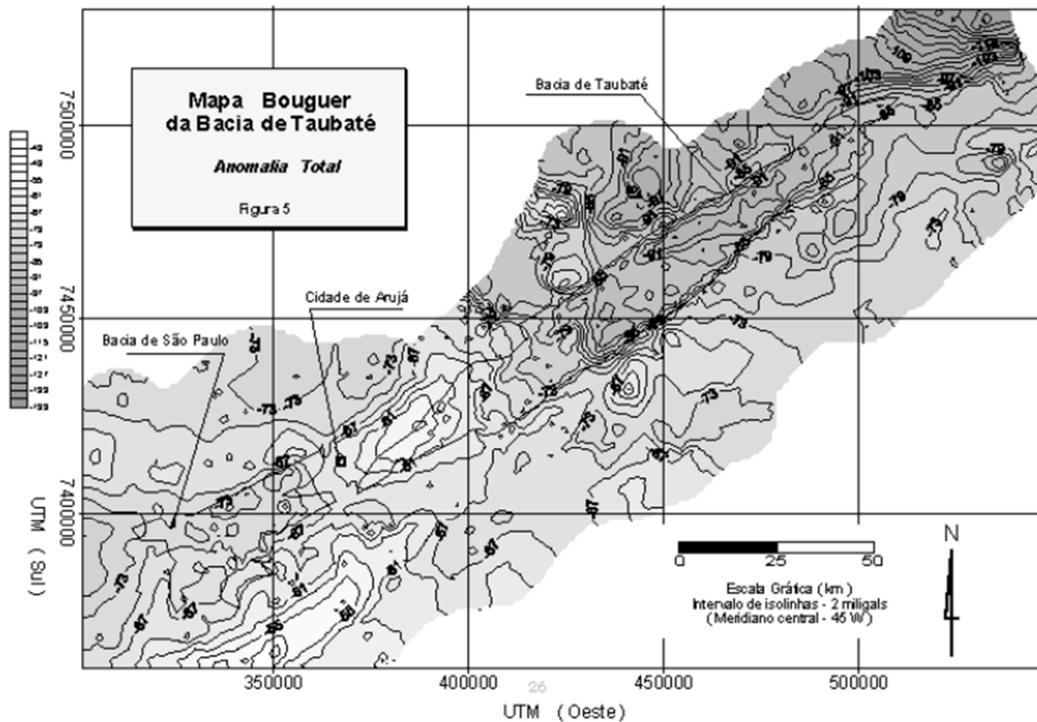


Figura 11: Mapa de anomalia Bouguer da Bacia de Taubaté (Fernandes & Chang, 2001).

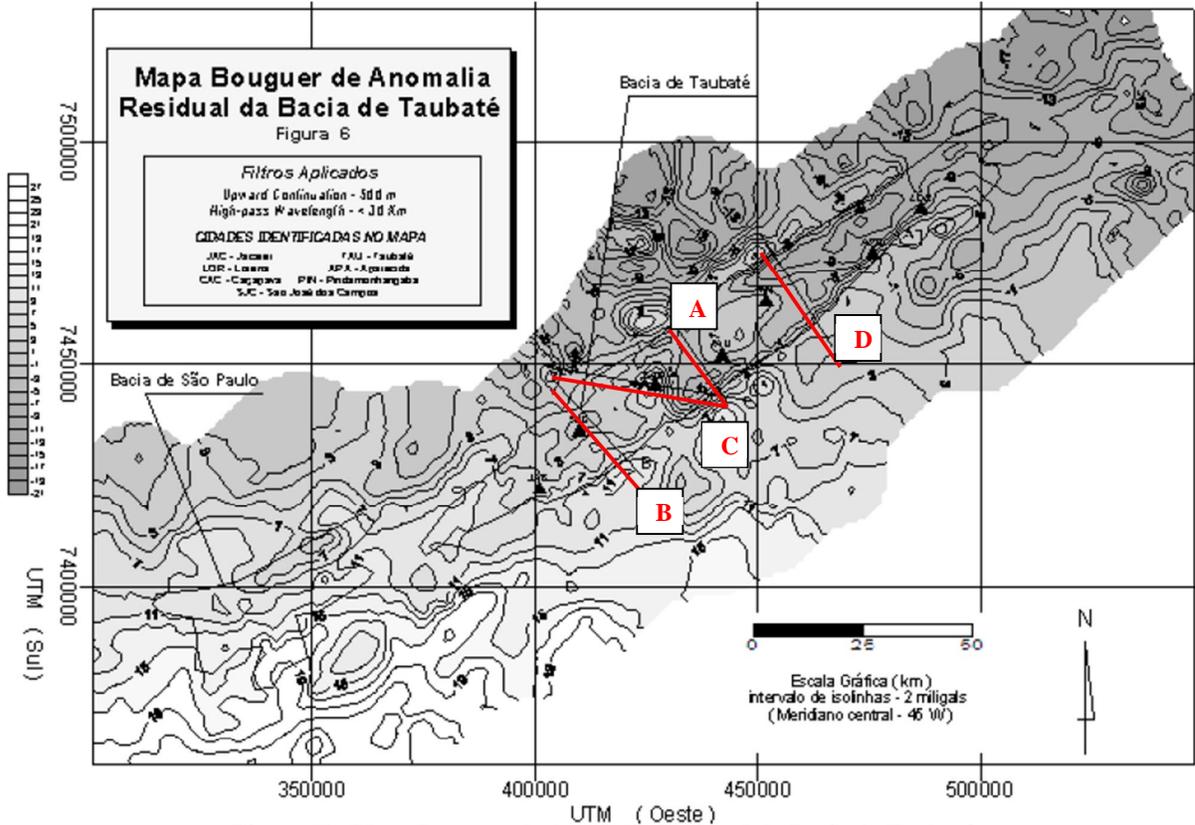


Figura 12: Mapa Bouguer de Anomalia Residual da Bacia de Taubaté (Fernandes & Chang, 2001).

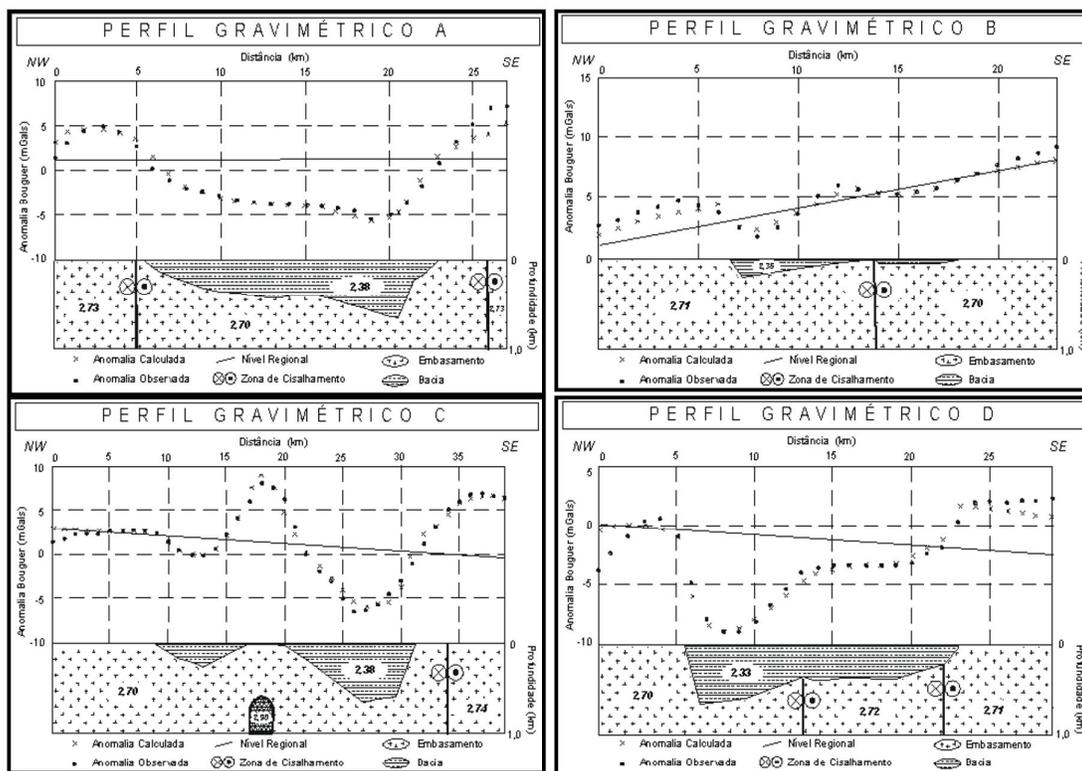


Figura 13: Perfis gravimétricos modelados (Fernandes & Chang, 2001).

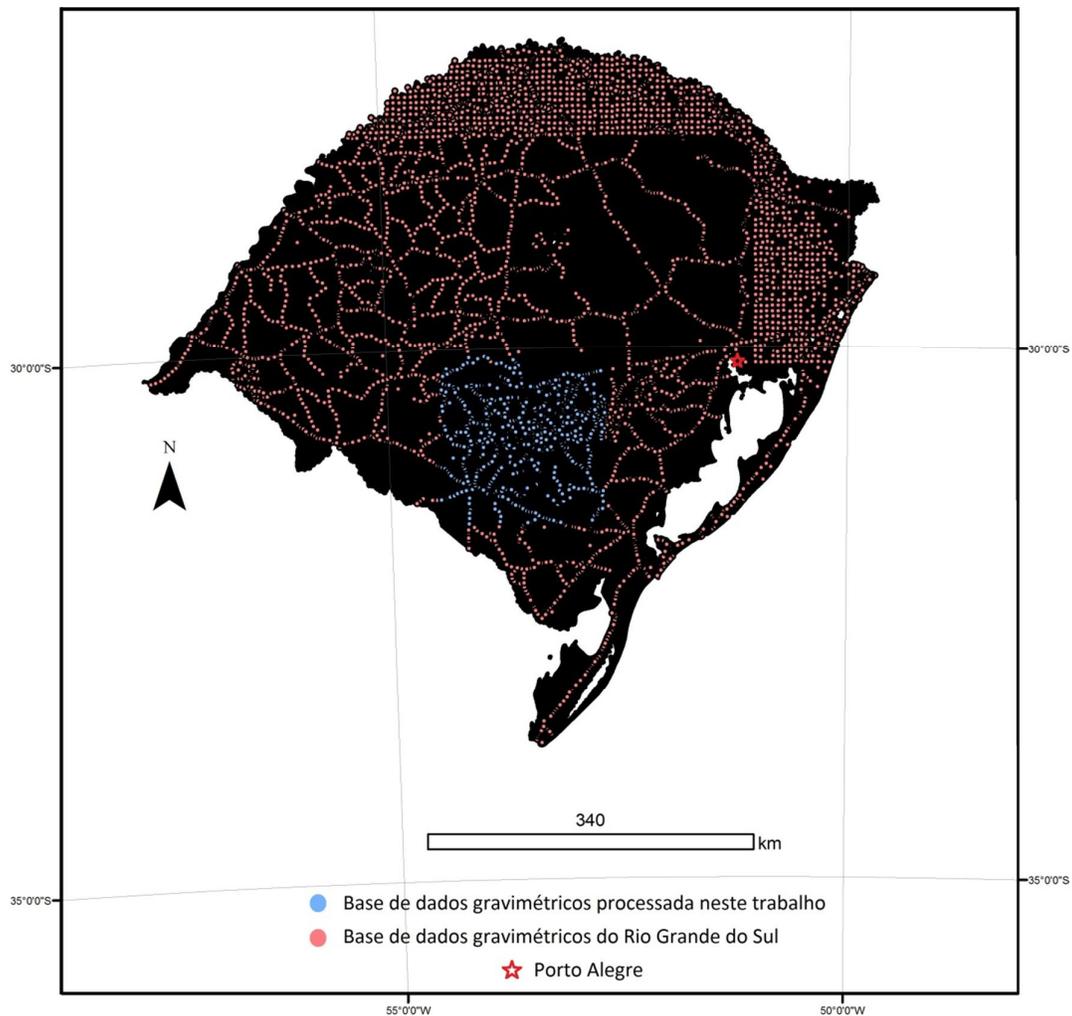
## **Capítulo 5. Caracterização da Base de Dados**

### **5.1 Banco de dados gravimétrico**

Os dados gravimétricos utilizados são provenientes de um banco formado por várias instituições (Fig. 14): Departamento de Geodésia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Observatório Nacional (ON) e Instituto de Astronomia e Geofísica da Universidade de São Paulo (IAG/USP).

Estes dados gravimétricos que originalmente se encontravam em estado bruto, passaram por um tratamento estatístico para detecção de erros grosseiros (Xavier, 2009). Este trabalho contou com uma pequena parcela do banco somando um total de 1.543 pontos.

O espaçamento da coleta de medidas é de cerca de 2,5 km com mais de um tipo de gravímetro, entre eles o SCINTREX CG3, com resolução de 0,005 mGal, e o Lacoste & Romberg com resolução de 0,001 mGal.



**Figura 14:** Pontos de coleta de medidas gravimétricas no estado do Rio Grande do Sul, os pontos em azul correspondem as medidas gravimétricas utilizadas neste trabalho (baseado em CPRM, 2008).

## 5.2 Banco de dados orbital – Missão SRTM

Os dados de SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) trazem informações sobre a topografia terrestre, sendo importante para projetos com escalas menores que 1:100000.

O projeto desenvolvido em conjunto entre a *National Imagery Mapping Agency (NIMA)* e a *National Aeronautics and Space Administration (NASA)*, tendo como objetivo produzir dados digitais da topografia da Terra entre as latitudes 60°N e 56°S.

O SRTM utilizou a técnica de interferometria por radar. Nesta técnica são feitas duas imagens de um determinado ponto a partir de diferentes posições, isto permite,

através de cálculos, determinar a elevação da superfície. Estas imagens são feitas com duas antenas de radar, uma no ônibus espacial e a outra presa no final de um mastro de 60 metros acoplado ao ônibus, isto resulta em dados de altimetria com acurácia de 16 metros a um nível de significância de 95% (<http://srtm.usgs.gov/mission/missionsummary.html>).

Estão disponíveis no servidor público da Geosoft ([www.geosoft.com](http://www.geosoft.com)) os modelos de SRTM, sendo sua resolução de 30 metros para os Estados Unidos e 90 metros para outros países. O datum utilizado é o *World Geodetic System 1984* (WGS 84), com dados de altitude (h) em metros.

### **5.3 A Missão Grace**

Em 2002, em um trabalho conjunto entre o Centro Alemão Aeroespacial (DLR) e a NASA, foram lançados dois satélites com o objetivo de adquirir dados para determinar o campo gravimétrico terrestre em alta resolução e também suas variações temporais.

A Missão Grace consiste em dois satélites idênticos em uma órbita de 500 km de altura, a uma distância de 220 km entre si. O movimento entre os dois satélites é medido por processos interferométricos na banda das microondas. O movimento relativo dos centros de massa dos satélites, cujas variações estão associadas às heterogeneidades laterais de massa, geram anomalias gravimétricas.

## **Capítulo 6. Medição das densidades das amostras litológicas coletadas em campo**

Após a coleta de amostras em campo (Fig. 15), as mesmas foram encaminhadas ao laboratório para determinação de suas densidades médias, sendo que o material utilizado para a medida das densidades contou com uma proveta, uma balança de precisão e água deionizada.

O experimento consiste em obter massa da amostra, concluída esta etapa, preenche-se a proveta com água deionizada até a metade de sua graduação, posteriormente, mergulha-se a amostra e mede-se a variação do nível da água na proveta para se obter seu volume. Considerando que a água em condições normais de pressão e temperatura possui a seguinte propriedade,  $1 \text{ mL} = 1 \text{ cm}^3$  (McGuire, 1998), a densidade da amostra corresponderá a razão entre sua massa e volume.

Cada tipo de rocha foi submetido ao procedimento de quatro a cinco vezes, eliminando-se uma amostra no caso de ela apresentar densidade muito contrastante a seu grupo, no final, fez-se a média simples das amostras de cada unidade geológica. Apesar de simples o método apresentou bons resultados (Tab. 4), os valores encontrados estão de acordo com o esperado (Telford *et al.* 1990).

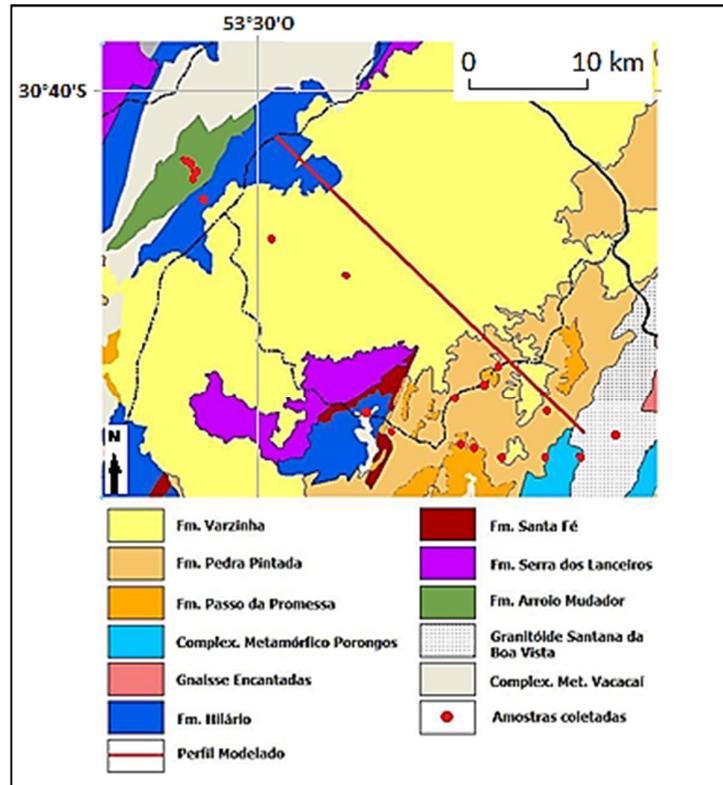


Figura 15: Localização das amostras coletadas em campo.

Tabela 11: Valores de densidades encontradas em laboratório.

Unidade	Litologia	Densidade média – g/cm <sup>3</sup>
Arroio Mudador	Basalto	2.85
Fm. Varzinha	Arenito	2.45
Fm. Hilário	Andesito	2.68
Fm. Pedra Pintada	Arenito	2.43
Complexo Porongos	Quartzito	2.59
Granitóide Santana da Boa Vista	Granitóide milonitizado	2.76
Fm. Serra dos Lanceiros	Ritmitos	2.38

## Capítulo 7. Tratamento dos dados gravimétricos

### 7.1 Reduções Gravimétricas

A gravidade terrestre varia com a latitude, com a distância até o centro da Terra, com a quantidade de massa que existe até o centro da Terra, com a influência da Lua e do Sol, além de também possuir variações nas medições dos gravímetros (*drift* instrumental). Por isto, não é possível comparar diretamente valores de gravidade recém medidos, quando a intenção é determinar anomalias de densidade, para que isso seja possível, é necessário uma série de processos para que estas diferenças sejam anuladas.

#### 7.1.1 Correção de Latitude

Valores de gravidade obtidos em diferentes latitudes não podem ser comparados diretamente, pois se sabe que o valor da gravidade normal aumenta do equador para os pólos, porém este efeito pode ser corrigido.

Para isso consideremos um valor medido na latitude  $\Phi_1$ , a gravidade normal nessa latitude conforme a Fórmula Internacional da Gravidade seria (11):

$$g_{n1} = g_e (1 + \alpha \text{sen}^2 \Phi_1 + \beta \text{sen}^4 \Phi_1), \quad (11)$$

e em uma latitude de referência  $\Phi_0$  (12),

$$g_{n1} = g_e (1 + \alpha \text{sen}^2 \Phi_0 + \beta \text{sen}^4 \Phi_0) \quad (12)$$

O termo  $\beta$  da função pode ser omitido por ser relativamente baixo. Com isso, a variação da gravidade entre duas latitudes diferentes pode ser estimada com a relação (13):

$$g_{n1} - g_{n0} \approx g_e \alpha (\text{sen}^2 \Phi_1 - \text{sen}^2 \Phi_0) \quad (13)$$

Substituindo as constantes  $g_e$  e  $\alpha$  pelos valores numéricos chega-se a expressão (14):

$$CL = 5162,83 (\text{sen}^2\Phi_1 - \text{sen}^2\Phi_0) \text{ mGal} \quad (14)$$

O valor da correção de latitude deve ser subtraído sempre que as estações estiverem mais próximas do equador do que a latitude de referência.

### 7.1.2 Redução Ar-livre

Esta correção se aplica para compensar os efeitos da diferença de altitude das estações em relação ao geóide ou a alguma outra referência. A massa de material que venha existir entre as estações e o geóide não é considerada.

A expressão da correção ar-livre é estabelecida a partir da aproximação da Terra por uma esfera de raio igual ao terrestre. Assim, a gravidade em um ponto na Terra é (15):

$$g_o = \frac{GM}{R^2} \quad (15)$$

Em um ponto de altitude  $h$  da superfície da Terra tomando o geóide ou outro nível de referência temos (16):

$$g = \frac{GM}{(R+h)^2} \quad (16)$$

A diferença de gravidade entre os dois pontos seria a seguinte relação (17):

$$\Delta g = g - g_o = GM \left[ \frac{1}{r^2} - \frac{1}{(R+h)^2} \right] = \frac{GM}{R^2} \left[ 1 - \frac{1}{\left(1 + \frac{h}{R}\right)^2} \right] \quad (17)$$

A partir de algumas simplificações se obtém (18):

$$\Delta g \approx \frac{GM}{R^2} \left[ \frac{2h}{R+2h} \right] \quad (18)$$

Como normalmente  $R > 2h$ , a equação anterior reduz-se à (19):

$$C_{AL} = \Delta g \approx GM \frac{2h}{R^3} = 0,3086h \text{ mGal} \quad (19)$$

A expressão acima foi deduzida não levando em consideração o efeito da aceleração centrífuga, pois sua variação com a altitude é muito pequena.

Com isso a anomalia gravimétrica pode ser calculada subtraindo-se a gravidade observada no terreno, do valor da gravidade normal (20):

$$\Delta g_{AL} = g_o - g_{nR} = g_o - (g_n - 0,3086h) = g_o + 0,3086h - g_n, \quad (20)$$

sendo que o valor de  $\Delta g_{AL}$  é denominado como anomalia ar-livre (*free-air*).

### 7.1.3 Correção Bouguer

A Correção Bouguer é utilizada para remoção do efeito das massas situadas entre a estação de medida e o nível de referência, ou o geóide.

A correção Bouguer consiste em adicionar, ao valor normal da gravidade, a atração de um cilindro de raio infinito e altura igual à altitude da estação no terreno. Este cilindro deverá ter densidade igual à do material que fica entre o geóide e a estação. Porém, para a dedução da atração de um cilindro de raio infinito, é possível, para efeitos de simplificação, considerar inicialmente um cilindro de raio finito.

Seja um elemento de massa do cilindro  $dm = \rho_s d\theta ds dz$ . A atração exercida por  $dm$  no ponto P será (21):

$$dg = G(dm/r^2) \quad (21)$$

E atração total do cilindro será dada por sua integração (22):

$$g = G \int_{vol} (dm / r^2) = G\rho \iiint (s \cdot d\theta \cdot ds \cdot dz) / (z^2 + s^2) \quad (22)$$

Após algumas integrações e simplificações o resultado será (23):

$$g_z = 2\pi G\rho(\sqrt{Z_2^2 + a^2} - \sqrt{Z_1^2 + a^2 + Z_1 - Z_2}) \quad (23)$$

À medida que o raio do cilindro aumenta, a diferença  $\sqrt{Z_2^2 + a^2} - \sqrt{Z_1^2 + a^2}$  torna-se cada vez menor, assumindo o valor de zero quando o raio é infinitamente grande em relação às dimensões  $Z_2$  e  $Z_1$ . Assim, a atração exercida por um cilindro de raio infinito que representa a correção Bouguer ( $C_B$ ) é:

$C_B = g_z = 2\pi G\rho (Z_1 - Z_2) = 0,04191 \text{ ph mGal}$ , as unidades de  $\rho$  e  $h$  são respectivamente  $\text{g/cm}^3$  e metros.

A expressão demonstra que a atração independe da distância do ponto P ao cilindro, sendo função apenas do seu comprimento e densidade.

Então, a redução do valor normal da gravidade para o nível do terreno pode ser feita com a seguinte expressão (24):

$$g_{nr} = g_n + 0,04191 \text{ ph} \quad (24)$$

#### 7.1.4 Correção de Terreno

Como mostra a figura 16, a correção de Bouguer não considera que haja massa acima do ponto P, desprezando assim o efeito de materiais localizados em cotas mais elevadas. No entanto sabe-se que este material exerce atração em P e sua componente vertical (cujo sentido é contrário ao sentido da atração gravitacional) reduz o valor da gravidade medida no ponto. Portanto, este efeito deve ser subtraído do valor da gravidade normal reduzido pelas correções ar-livre e Bouguer, ou então, somando o valor da gravidade observada no terreno. A correção Bouguer ainda adiciona massa onde ela fisicamente não existe, o efeito dessa massa deve ser reduzido da gravidade normal ou somado ao valor medido no terreno.

Estes dois efeitos originados da correção Bouguer estão relacionados a topografia e são minimizados com a correção topográfica ou de terreno ( $C_T$ ).

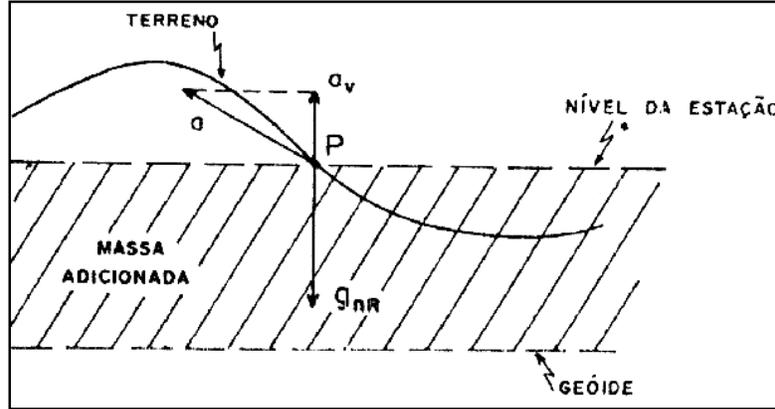


Figura 16: Efeito da topografia na correção gravimétrica (Luiz & Silva, 2005).

Geralmente a correção topográfica é feita dividindo-se a região que envolve o ponto P em pequenos corpos cilíndricos com altura igual à diferença entre a cota média do terreno e a cota do ponto P, posteriormente às correções ar-livre e Bouguer.

A atração dos vários pequenos corpos cilíndricos em um ponto é a soma das atrações individuais destes corpos. Esta atração vertical ( $\Delta g'_z$ ) de um corpo cilíndrico de raio interno igual a  $R_i$  e raio externo  $R_e$ , pode ser obtida calculando-se a atração vertical de dois cilindros de raio  $R_i$  e  $R_e$ , subtraindo-se os resultados e dividindo-se pelo número de setores que compõem os cilindros.

Usando-se a equação  $g_z = 2\pi G\rho(\sqrt{Z_2^2 + a^2} - \sqrt{Z_1^2 + a^2} + Z_1 - Z_2)$ , com 'a' =  $R_e$  e  $R_i$ , têm-se (25):

$$\Delta g'_z = 2\pi G\rho(\sqrt{Z_2^2 + R_e^2} - \sqrt{Z_1^2 + R_e^2} - \sqrt{Z_2^2 + R_i^2} + \sqrt{Z_1^2 + R_i^2}) \quad (25)$$

Colocando-se o ponto onde está se calculando a atração do topo do cilindro o  $Z_2$  será igual a zero, e assim, obtêm-se a atração vertical do anel cilíndrico (26).

$$\Delta g'_z = 2\pi G\rho(\sqrt{h^2 + R_i^2} - \sqrt{h^2 + R_e^2} + R_e - R_i) \quad (26)$$

$h$  será a diferença entre a cota do ponto, onde se deseja aplicar a correção, e a cota média do terreno no setor cilíndrico (Fig. 17).

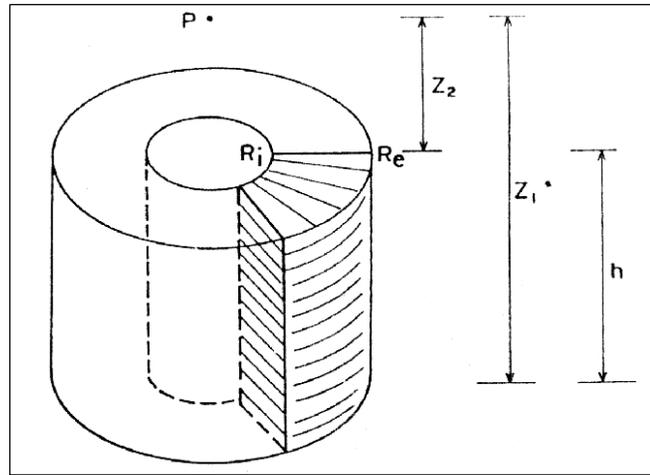


Figura 17: Figura cilíndrica demonstrando o posicionamento das constantes (Luiz & Silva, 2005).

No caso do cilindro ser dividido em três setores iguais, cada setor produzirá uma atração igual a um terço da atração total. Para  $n$  setores têm-se (27):

$$\Delta g_z = \frac{2\pi G\rho}{n} (\sqrt{h_z^2 + R_i^2} - \sqrt{h^2 + R_e^2} + R_e - R_i) = t\rho, \quad (27)$$

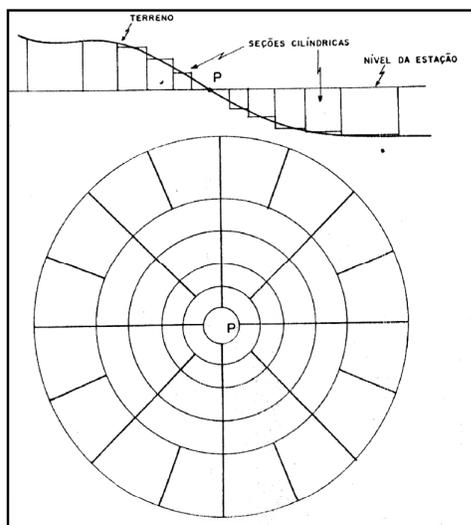
onde  $t$  é uma constante para cada setor cujo valor é calculado por (28):

$$t = \frac{2\pi G\rho}{n} (\sqrt{h_z^2 + R_i^2} - \sqrt{h^2 + R_e^2} + R_e - R_i) \quad (28)$$

A aplicação do método consiste em usar vários anéis cilíndricos com a diferença entre  $R_e$  e  $R_i$  aumentando à medida que se afasta do centro (Fig. 18). Somando-se a atração de cada setor, em cada anel, obtêm-se o valor total da correção topográfica  $C_T$  (29):

$$C_T = \sum \Delta g_z = \sum t\rho = T\rho \quad (29)$$

o  $T$  é o somatório de todos os  $t$ , caso as densidades não variem dentro da área.



**Figura 18: Os setores cilíndricos usados na correção topográfica, acima em perfil e abaixo a projeção horizontal (Luiz & Silva, 2005).**

Os valores de raios dos anéis cilíndricos e o número de setores em que são divididos são obtidos a partir de tabela (Tab. 5).

**Tabela 12: Exemplo de tabela para valores de raios e número de setores.**

Zona	Raios do anel		Setores
	$R_i(m)$	$R_e(m)$	
1	0	2	1
2	2	10	4
3	10	20	8
4	20	50	8
5	50	100	8
6	100	200	8
7	200	300	16
8	300	500	16
9	500	700	16
10	700	1000	16
11	1000	1500	16
12	1500	2000	16
13	2000	3000	16
14	3000	5000	16

Existem outros modelos para representar o relevo nas proximidades da estação a ser corrigida: plano inclinado, cone, prisma e prisma cônico.

Outro modo de corrigir a topografia é por meio computacional (Kane, 1962), a grande vantagem deste método é sua rapidez de aplicação.

### 7.1.5 Correção de Maré e Correção da Variação Instrumental

O Sol e a Lua também influenciam na variação do campo gravitacional da Terra, o valor dessa influência oscila ao longo de 24 horas para um mesmo ponto, e sua magnitude está relacionada com a posição geográfica e época do ano, estas oscilações possuem um comportamento senoidal.

Através de equações matemáticas desenvolvidas por Longman (1959), Sazhina & Grushinsky (1971), *apud* Luiz & Silva (2005), estas variações podem ser calculadas para cada minuto de todos os dias do ano. Existem algumas tabelas e *softwares* que facilitam a aplicação da correção de maré. Porém, a correção de maré não pode ser aplicada diretamente em valores teóricos, deve ser feita juntamente com a correção da variação instrumental (*drift*).

Quando se realizam diversas medidas em um mesmo local, durante um período de tempo, nota-se que mesmo excluindo o efeito de maré, uma variação tendendo a linearidade continua. Esta variação, relacionada com o desgaste da mola do equipamento que mede a gravidade, pode ser corrigida com a realização de duas ou mais medidas na mesma estação, em curto período. As variações positivas devem ser subtraídas e as variações negativas devem ser somadas.

A figura 19 ilustra um exemplo de variação instrumental. Neste exemplo a estação foi ocupada entre 09:00 e 11:00 horas, e sua variação média foi de 0,1 mGal.

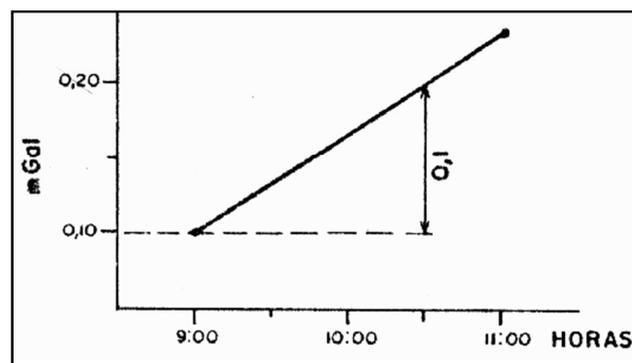


Figura 19: Exemplo didático da correção instrumental (Luiz & Silva, 2005).

### 7.1.6 Cálculo da anomalia Bouguer

Para o cálculo na anomalia Bouguer é feita a subtração do valor da gravidade observada no terreno, após as correções de maré, deriva instrumental e latitude, do valor da aceleração da gravidade, reduzindo para o geóide (30):

$$\begin{aligned}\Delta g_b &= g_{obs} - g_{nr} \\ \Delta g_b &= g_{obs} - (g_n - C_{AL} + C_B - C_T) \\ \Delta g_b &= g_{obs} - (g_n - 0,3086 h + 0,04192 \rho h - C_T) \\ \Delta g_b &= g_{obs} + 0,3086 h - 0,04192 \rho h + C_T - g_n\end{aligned}\quad (30)$$

### 7.1.7 Separação Regional-Residual

A anomalia Bouguer corresponde ao campo gravitacional total, ou seja, compreende além das camadas superficiais, as camadas terrestres mais profundas. Assim, todas as camadas da Terra contribuem para a composição do sinal gravimétrico, o que pode dificultar sua interpretação.

A separação regional-residual é importante para eliminar o sinal oriundo de grandes profundidades, que correspondem aos maiores comprimento de onda, ou seja, realçando os menores comprimentos (anomalias residuais).

## 7.2 Etapa de Processamento dos Dados

Conforme mencionado no Capítulo 5, o banco de dados utilizado neste trabalho foi previamente corrigido para a variação instrumental, correção de maré e latitude. Maiores detalhes podem ser acessados em Xavier (2009). Posteriormente, foi aplicada uma série de correções para geração de mapas temáticos e testes de modelagem 2D.

Para as interpolações dos dados gravimétricos e de topografia local, utilizou-se a krigagem, método indicado para dados com espaçamento irregular. A krigagem consiste em determinar um valor para cada nó do mapa baseado em X, Y e Z e quanto maior a

distância entre os dados, menor a correlação entre eles. O tamanho de célula utilizado foi de 250 x 250 metros.

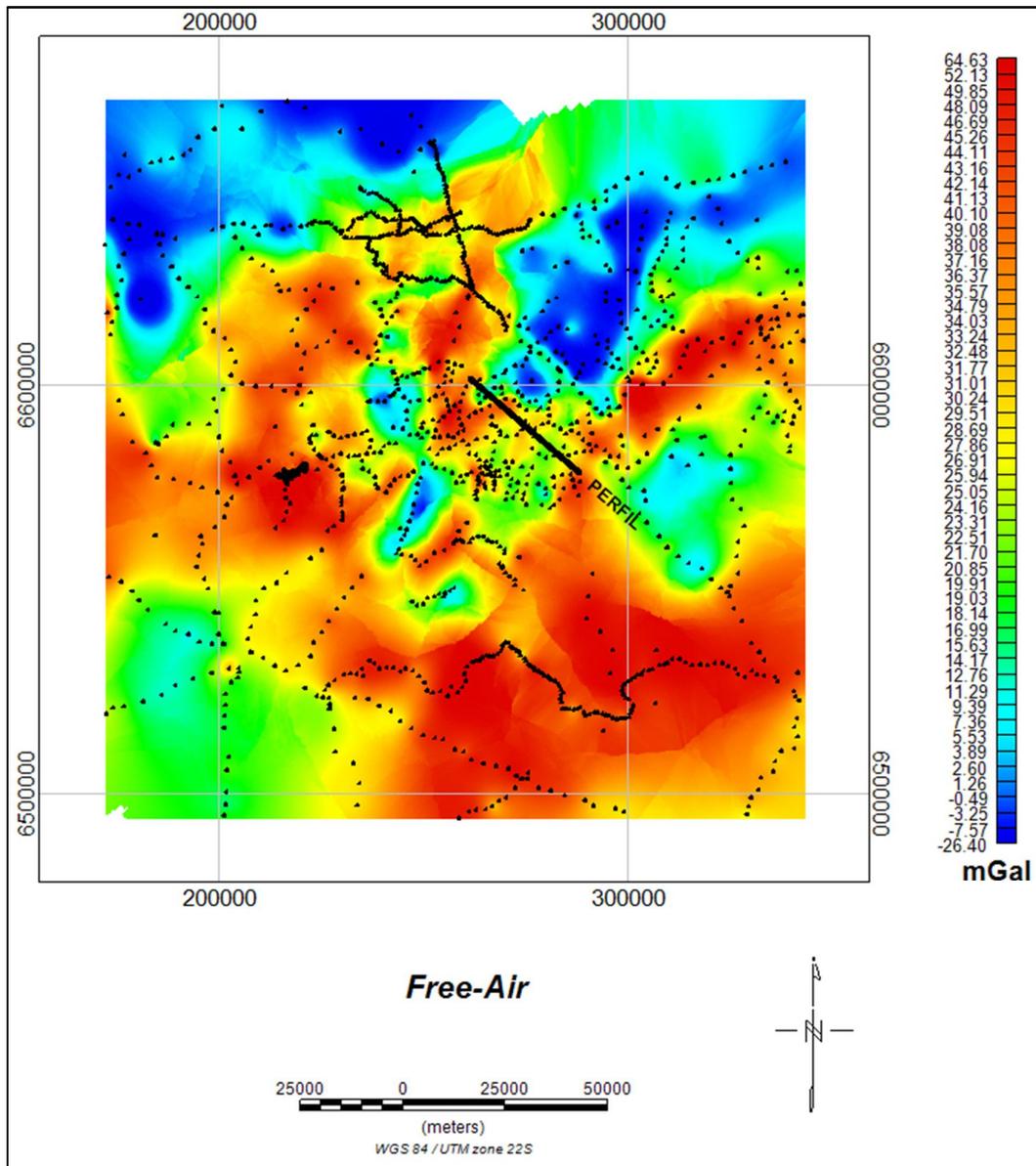
Na etapa de interpolação dos dados, foi utilizada por vezes a *ferramenta blanking distance* (Geosoft, 2010) que serve para aumentar a distância na busca de pontos, facilitando a interpolação em áreas de baixa densidade de medidas gravimétricas, a fim de minimizar, a presença de *dummies* (ausência de dado). Após alguns testes o valor considerado ideal foi 25.000 metros.

De acordo com os variogramas gerados o melhor ajuste se deu para o modelo de distribuição esférica.

A seguir serão descritas as técnicas de tratamento aplicadas na base de dados pré-processada. Nos capítulos subsequentes serão apresentadas discussões sobre cada etapa deste capítulo.

### **7.2.1 Geração da Anomalia *Free-air* (Ar-livre)**

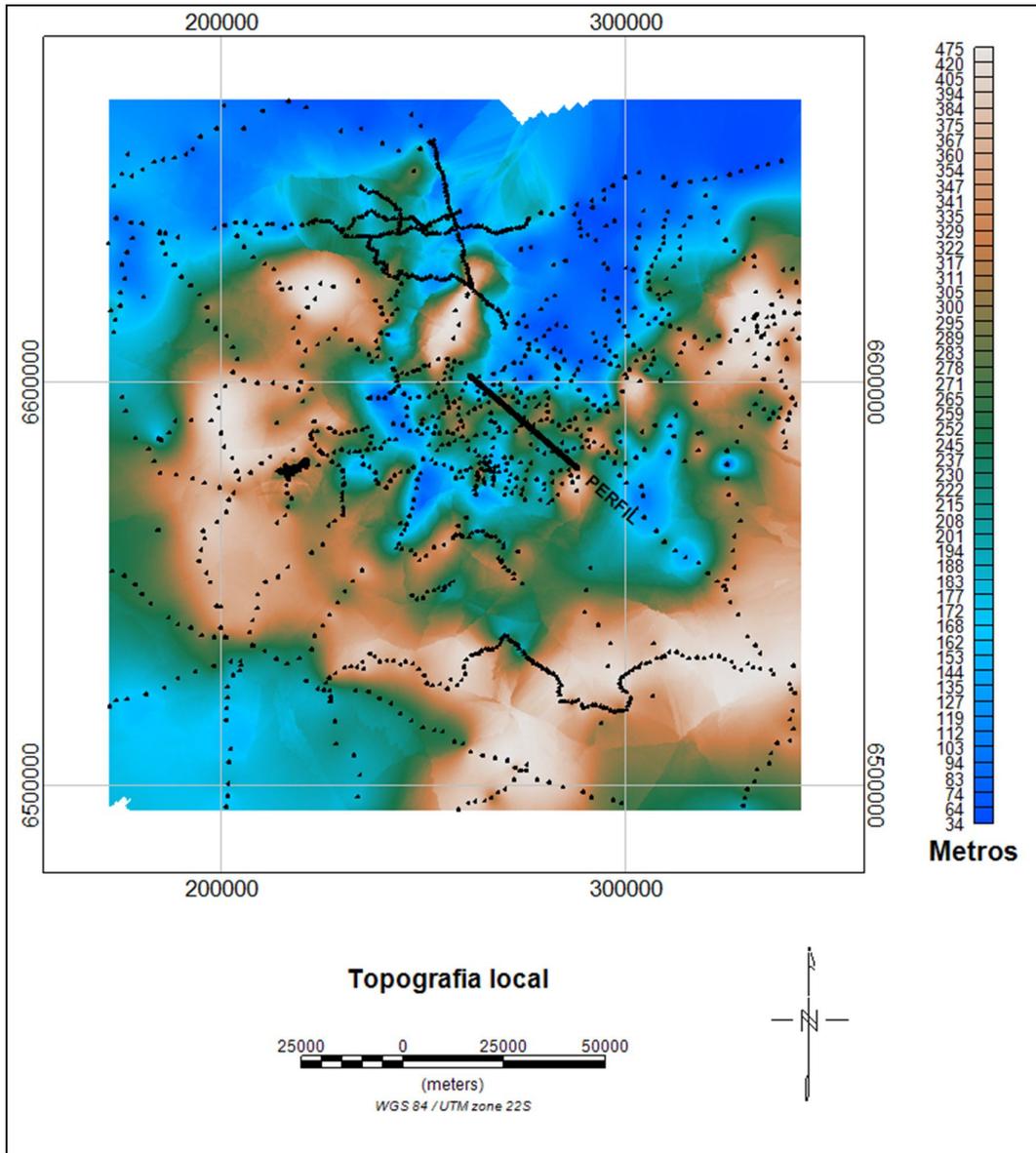
A anomalia *Free-air* (Fig. 20) provém dos dados de gravidade absoluta, ela é utilizada para compensar os efeitos da diferença de altitude das estações em relação ao geóide. Foi aplicado um fator de correção de 0.308596 mGal/m proveniente da equação de 1967 (Heiskanen & Moritz, 1967).



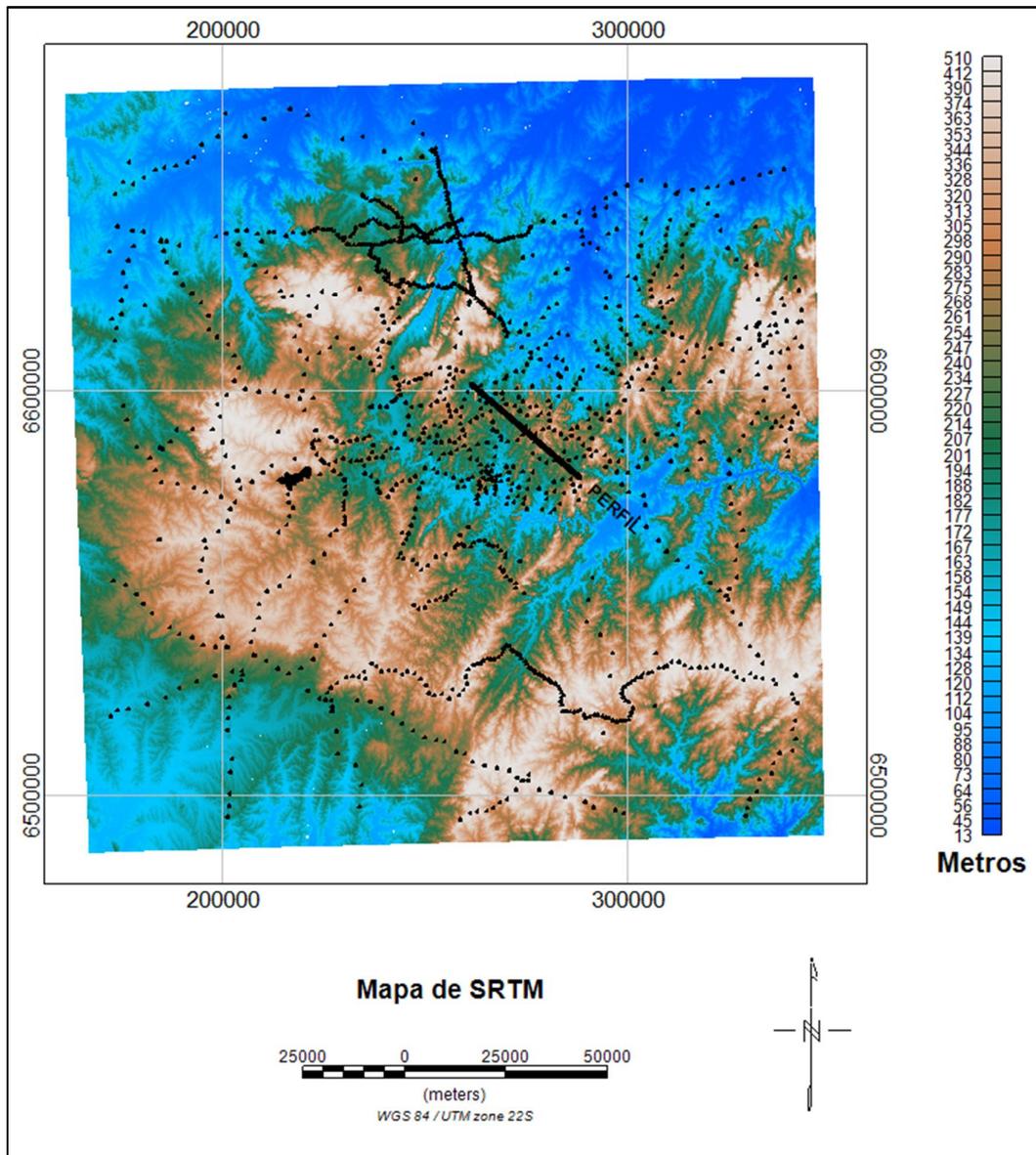
**Figura 20:** Mapa de anomalia *Free-Air* da Bacia do Camaquã, os pontos representam os locais de medidas gravimétricas.

### 7.2.2 Correção de terreno

Para a correção de terreno aplicou-se o módulo *Gravity* do *Oasis Montaj* que calcula a correção do terreno a partir dos dados altimétricos das estações levantadas (Fig. 21) e de modelo digital regional (SRTM) (Fig. 22), que possui resolução de 90 metros e foi obtida através de um servidor público da Geosoft (2010), denominada ferramenta DAP. As correções de terreno são calculadas usando uma combinação de métodos descritos por Kane (1962).



**Figura 21:** Mapa de topografia local da Bacia do Camaquã, os pontos representam os locais de medidas gravimétricas.



**Figura 22: Mapa de SRTM da Bacia do Camaquã com resolução de 90 metros obtido a partir de um servidor público da Geosoft, os pontos representam os locais das medidas gravimétricas.**

A interpolação dos dados foi realizada utilizando células com 250 x 250 metros. O modelo escolhido foi o esférico, que melhor se ajustou aos dados (Fig. 23).

Devido à dispersão dos dados, foi utilizada a ferramenta *blanking distance* com 25.000 metros como parâmetro (Conforme explicado no Capítulo 7.2). O resultado se mostrou satisfatório, porém convém citar que o ideal seria possuir uma malha de pontos regular e mais densa, o que possibilitaria gerar uma interpolação mais confiável.

A partir da obtenção dos dados de topografia regional e local foi possível gerar um fator de correção de terreno em miligals.

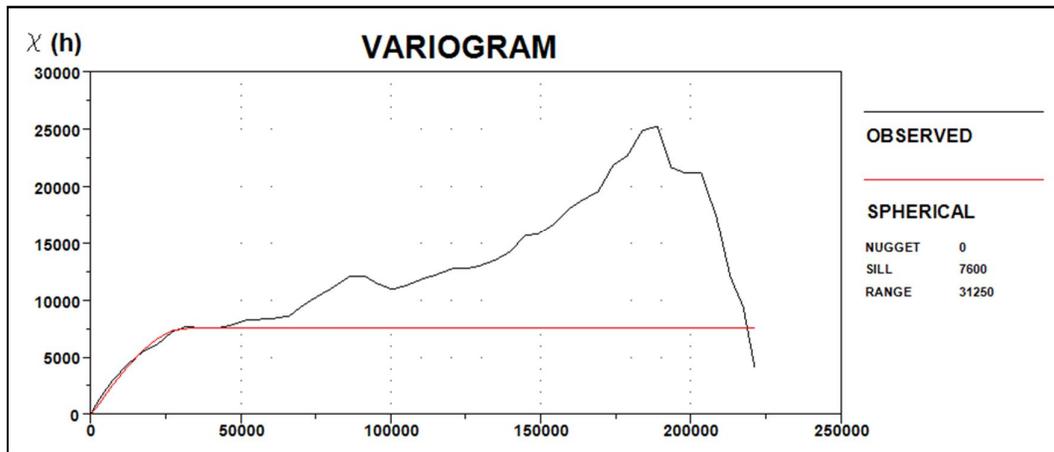


Figura 23: Variograma dos dados de topografia local.

### 7.2.3 Geração da Anomalia Bouguer

Com a geração da anomalia *Free-Air* e a correção do terreno, o próximo passo foi gerar a anomalia Bouguer. Utilizando interpolação do tipo krigagem, configurada para células de tamanho de 250 x 250 metros, utilizando a ferramenta *blanking distance* com parâmetros de 25.000 metros, e modelo esférico, que melhor se ajustou aos dados (Fig. 24). Com isto, obteve-se o mapa de anomalia Bouguer (Fig. 25), já com a utilização dos dados de anomalia Bouguer corrigidos (Correção Bouguer), para 2.67 g/cm<sup>3</sup> de densidade média da crosta (Telford *et al.* 1990).

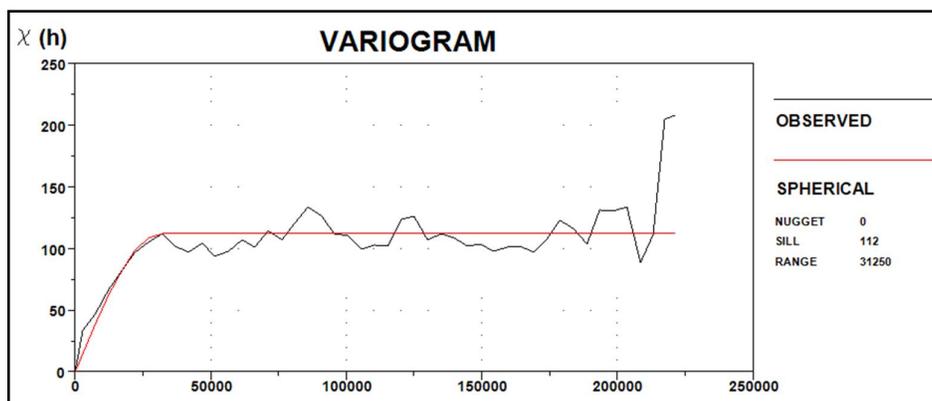


Figura 24: Variograma da interpolação dos dados de anomalia Bouguer utilizando a Krigagem.

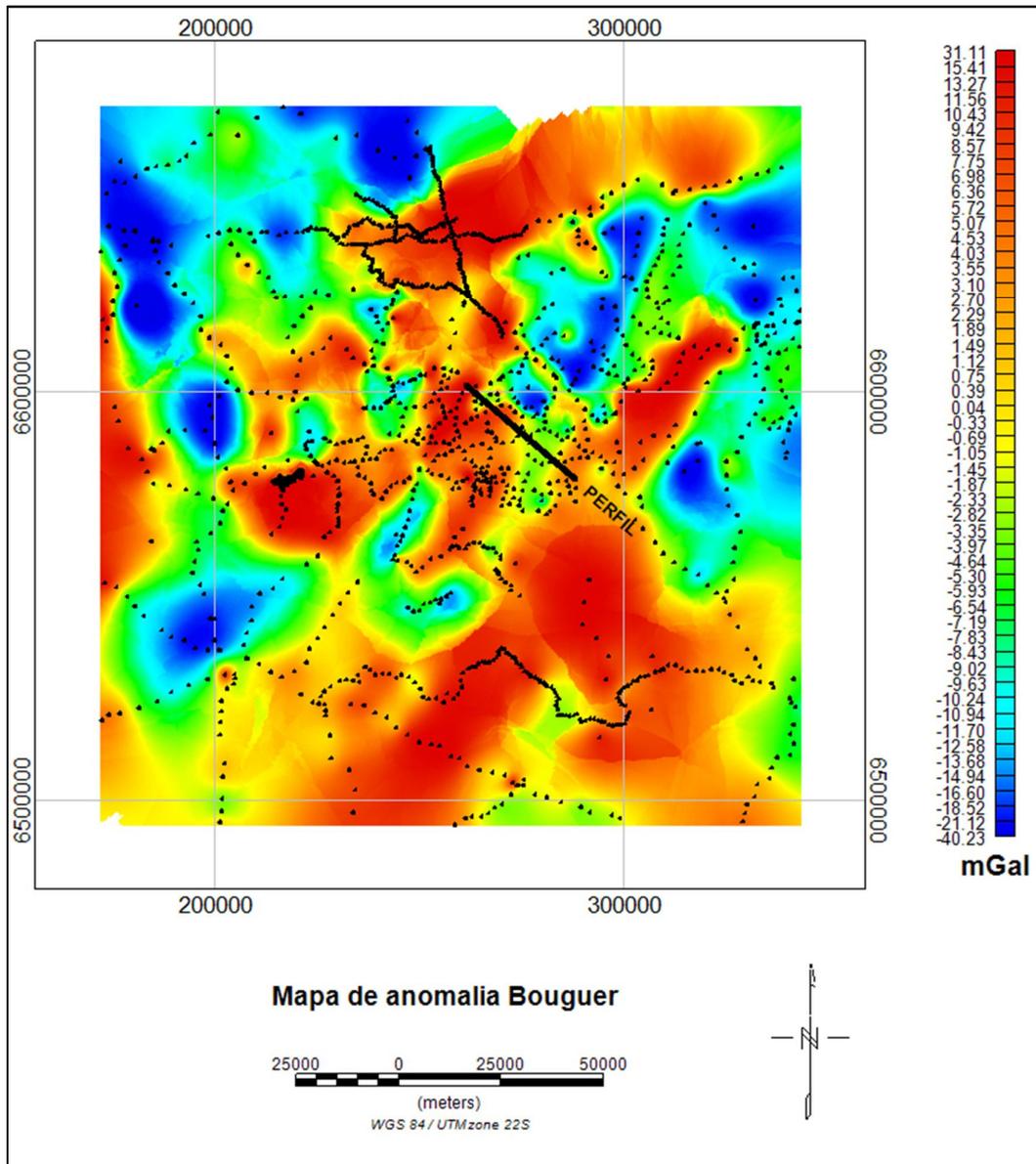


Figura 25: Mapa de anomalia Bouguer, os pontos representam os locais de medidas gravimétricas.

#### 7.2.4 Separação Regional / Residual

O campo gravimétrico é um campo aditivo, isto significa que a resposta no gravímetro corresponde ao sinal de toda a Terra. Para fazer a separação de sinal gravimétrico da crosta terrestre (separação regional/residual) foi utilizado o filtro de continuação para cima. A figura 26 mostra o mapa da componente regional para a altitude de continuação de 40 km. Neste mapa estão presentes as anomalias gravimétricas de longo comprimento de onda e origem profunda, possivelmente da

interface crosta/manto. Segundo Mooney *et al.* (1998), a espessura da crosta para a região deste estudo é de cerca de 40 km.

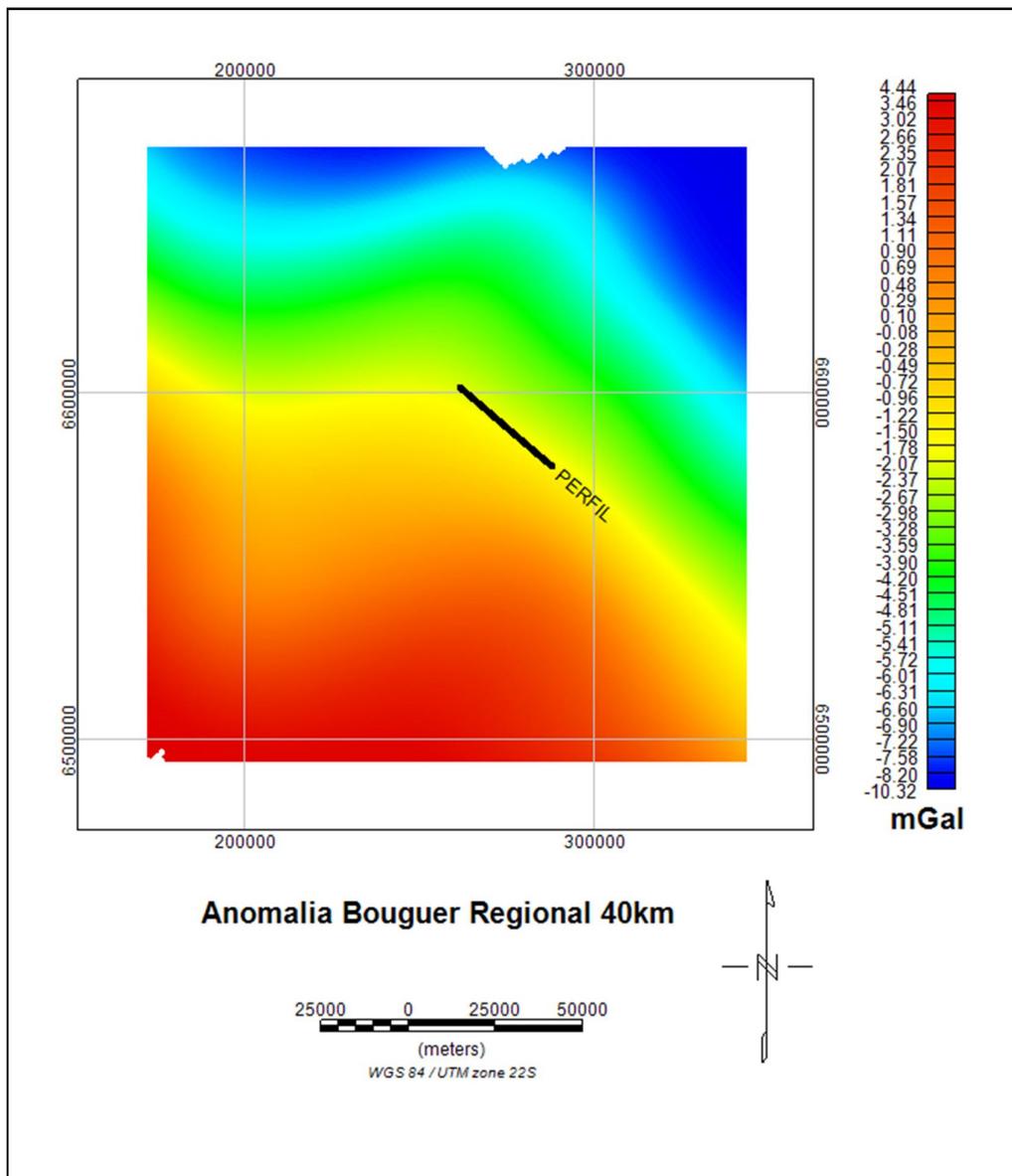
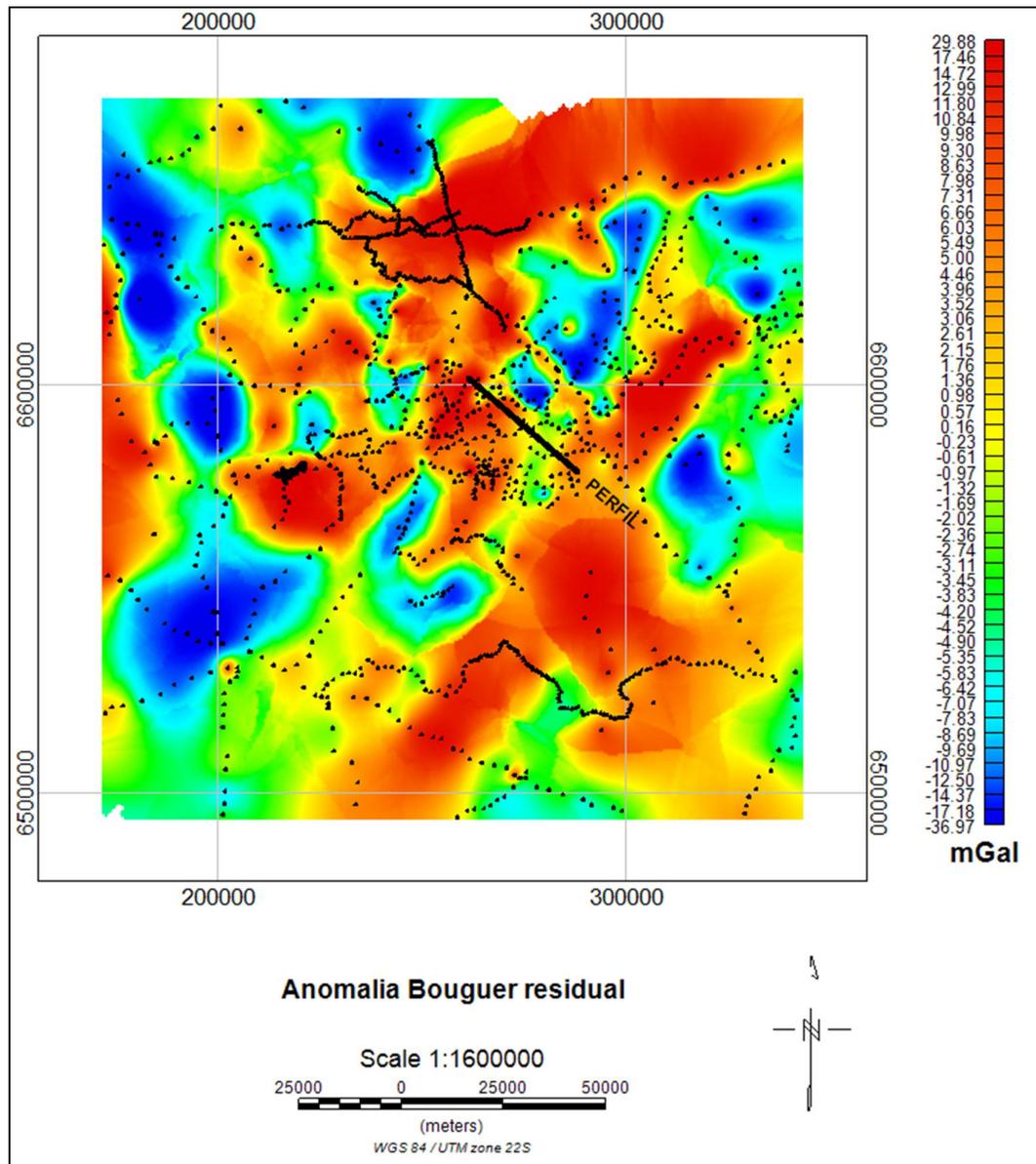


Figura 26: Anomalias regionais originadas de fontes profundas.

### 7.2.5 Anomalia Bouguer residual e sua análise qualitativa

Para obtenção do mapa de anomalia residual as anomalias provenientes de grandes profundidades foram subtraídas dos valores de anomalia Bouguer. No mapa de anomalia residual (Fig. 27) é possível observar algumas diferenças com relação ao mapa de anomalia Bouguer (Fig. 25), sobre tudo com relação à amplitude do sinal devido

atenuação de anomalias de baixas frequências provenientes do manto. A escolha do valor de altitude de continuação para cima de 40 km se deve a tentativa de remover apenas sinais considerados como provenientes do manto (frequências muito baixas), preservando fontes mais rasas correlacionadas a feições geológicas da crosta.



ígneas, metamórficas e sedimentares. Tal complexidade se expressa na variação da densidade das rochas, produzindo diferenças significativas nos valores de anomalia gravimétrica. O intervalo de anomalia neste domínio é amplo, variando de  $-36.97$  a  $28.88$  mGal. As anomalias gravimétricas positivas encontradas neste domínio são de grande amplitude e estão possivelmente associadas ao embasamento cristalino e diques provenientes do vulcanismo fissural da fase rifte da Bacia de Pelotas (Rolim *et al.* 2008). As anomalias gravimétricas negativas estão relacionadas possivelmente a estruturas deposicionais com aprofundamento do embasamento ou então associadas a rochas de baixas densidades.

## Capítulo 8. Modelagem dos dados

### 8.1 Introdução

A modelagem dos dados gravimétricos deste trabalho fez uso do método de Talwani *et al.* (1959) e Talwani & Heirtzler (1964), a partir do módulo GM-SYS, disponível no Software Oasis Montaj (Geosoft). Para a realização da modelagem se optou por utilizar dois valores de densidades para as rochas que preenchem a bacia, e dois valores para as rochas do embasamento. O motivo de usar diferentes valores de densidade para embasamento e preenchimento da bacia corresponde à variabilidade desta propriedade em uma mesma unidade.

Além dos valores determinados em laboratório neste trabalho (Tab. 6), foram utilizados os valores fornecidos pelo Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB) da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) (Tab. 7), utilizados no trabalho de Costa *et al.* (1996) e Kazmierczak (2006), além da referência Telford *et al.* (1990). A combinação dos valores de densidade média de diferentes fontes, permitiu a geração de três modelos para o mesmo perfil.

Para a densidade média das rochas do embasamento foram utilizados os valores de 2,76 g/cm<sup>3</sup> (densidade média encontrada em laboratório neste trabalho para o Granitóide Santana da Boa Vista) e 2,80 g/cm<sup>3</sup> (valor médio para gnaisses em Telford *et al.* 1990), considerando que estas duas litologias são encontradas nas referências como fazendo parte do embasamento (Holz & De Ros, 2000).

Os valores usados para a densidade média do preenchimento da bacia foram de 2,54 g/cm<sup>3</sup> (equivalente à média das densidades encontradas em laboratório neste trabalho das Formações Varzinha, Pedra Pintada, Serra dos Lanceiros e Andesito Hilário) e 2,57g/cm<sup>3</sup> (média das unidades Santa Bárbara/Guaritas obtidas pelo PLGB/CPRM encontradas nos trabalhos de Costa *et al.* (1996).

**Tabela 13: Densidades médias das rochas encontradas em laboratório.**

<b>Unidade</b>	<b>Densidade (g/cm<sup>3</sup>)</b>
Formação Arroio Mudador	2.85
Formação Varzinha	2.55
Formação Hilário	2.67
Formação Pedra Pintada	2.54
Complexo Metamórfico Porongos	2.58
Formação Serra dos Lanceiros	2.38
Granitóides Santana da Boa Vista	2.76

**Tabela 14: Densidade das rochas por Costa *et al.* 1996 e PLGB/CPRM (Fonte: Kazmierczak, 2006).**

<b>Unidade</b>	<b>Densidade (g/cm<sup>3</sup>) (Costa <i>et al.</i> 1996)</b>	<b>PLGB/CPRM</b>
Complexo Passo Feio	2.76	
Bom Jardim	2.70	
Gnaiss Encantadas	2,68	
Gnaiss e anfibolitos pré-cambrianos	2.74	
Maricá		2.60
Santa Bárbara/Guaritas		2.57

Apesar da utilização de diferentes densidades para embasamento e preenchimento da bacia, é possível notar que todas as modelagens seguem o mesmo padrão e podem ser divididas em cinco grandes variações de profundidade do embasamento, cujas descrições podem ser acompanhadas a seguir:

### 8.1.1 Modelagem 1

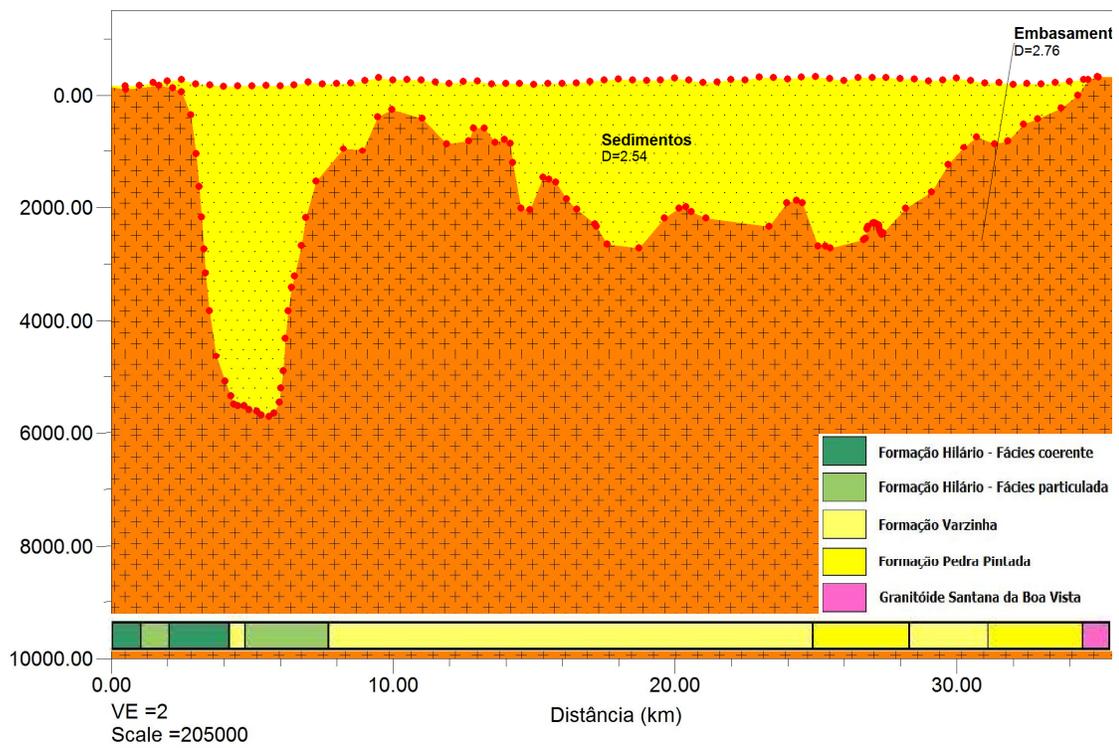
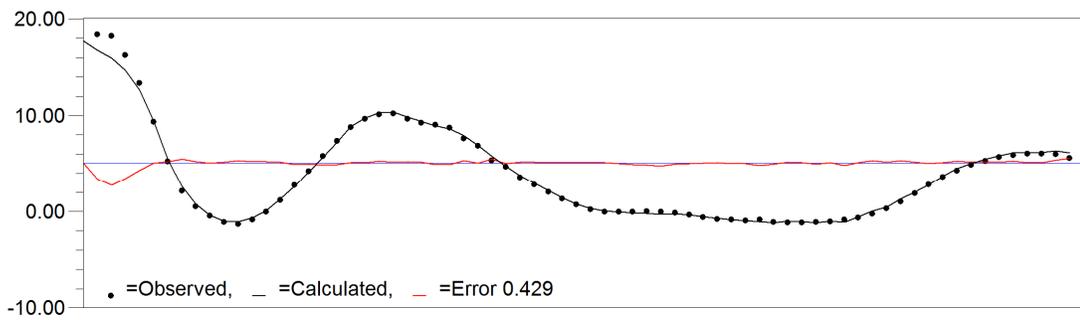
O perfil inicia no oeste com os maiores valores gravimétricos encontrados ao longo do perfil (18 mGal). Sendo estes valores correspondentes aos primeiros 2 quilômetros do perfil. Estes altos valores são resultantes da baixa profundidade do embasamento que aflora no domínio do Terreno São Gabriel. Porém estes altos valores gravimétricos são também resultado de uma soma de sinais provenientes do conjunto rochas do embasamento-rochas vulcânicas, já que nesta porção tem-se em superfície a Formação Hilário cujas rochas andesíticas podem atingir altas densidades, contribuindo fortemente no sinal gravimétrico.

Entre os quilômetros 2 e 8, a Formação Varzinha é aflorante entre rochas vulcânicas, e há uma queda acentuada nos valores gravimétricos (chegando a 1,5 mGal negativo), que refletem nos maiores valores de profundidade do embasamento, 5.757 metros. Este intervalo do perfil está caracterizado por uma estrutura deposicional simétrica cujos ângulos de mergulho do embasamento chegam próximos a 80°.

No intervalo entre os quilômetros 8 e 14, há um repentino acréscimo nos valores de gravidade, sendo que seu valor atinge 10 mGal, possivelmente este aumento está ligado ao soerguimento do embasamento ou rochas do Grupo Bom Jardim. Esta porção segue uma tendência não muito estável no que diz respeito a profundidade de embasamento, variando de 235 a 998 metros.

No setor entre os quilômetros 14 e 34, onde dominam a Formação Varzinha e Formação Pedra Pintada em superfície, os baixos valores de gravidade atingem -1,5 mGal, e refletem uma extensa estrutura deposicional assimétrica de modo geral, na qual o embasamento adquire mergulhos variáveis, e seu centro demonstra uma grande alternância nos valores de profundidade, entre 1.468 e 2.761 metros.

Ao final do perfil, os valores da gravidade ascendem e atingem o valor máximo de 6 mGal, há novamente o soerguimento do embasamento, que justamente aflora quando próximo aos Granitóides Santana da Boa Vista (Terreno Tijucas) (Fig. 28).



**Figura 28: Modelagem 1, utilizando as densidades de 2,76g/cm<sup>3</sup> para as rochas do embasamento e 2,54 g/cm<sup>3</sup> para as rochas que preenchem a bacia.**

### 8.1.2 Modelagem 2

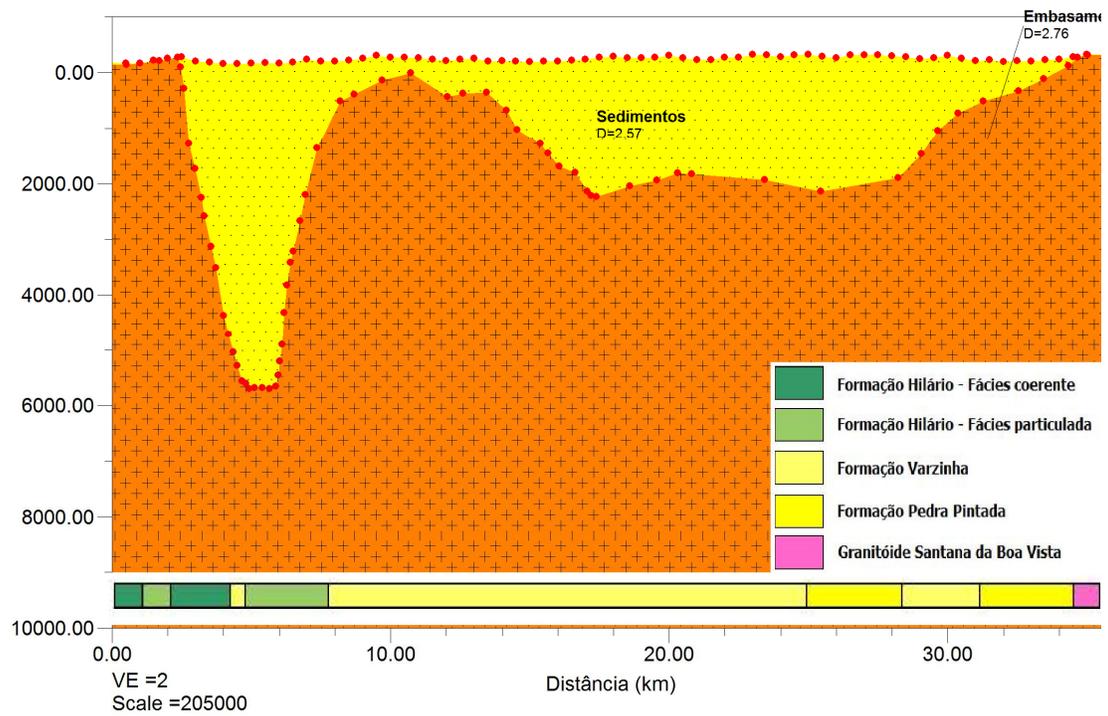
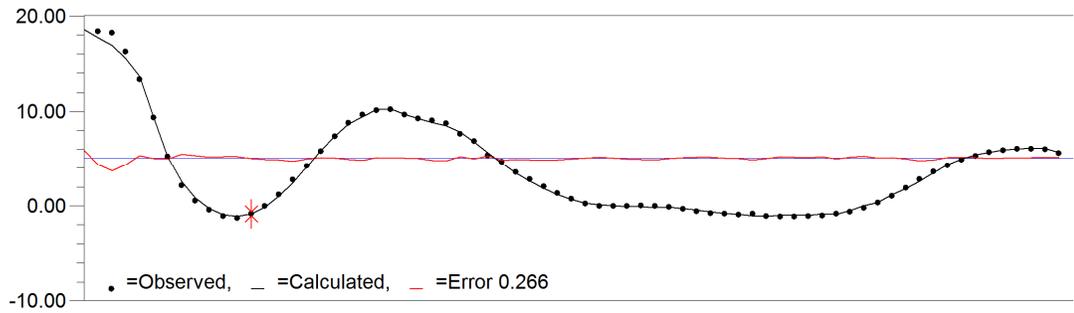
O perfil inicia no extremo oeste com os maiores valores gravimétricos encontrados (18 mGal). Estes altos valores que correspondem aos primeiros 2 quilômetros a princípio estão associados ao alto do embasamento que corresponde ao Terreno São Gabriel numa combinação com as rochas vulcânicas da Formação Hilário, principalmente.

Entre os quilômetros 2 e 8, porção na qual a Formação Varzinha aflora entre rochas da Fm. Hilário, há uma queda acentuada nos valores gravimétricos, que atingem o valor negativo de 1,5 mGal, e acabam por refletir as maiores profundidades do embasamento, 5765 metros, caracterizados por uma estrutura deposicional simétrica, cujos ângulos de mergulho chegam próximos a 80°.

No intervalo entre os quilômetros 8 e 14, há um acréscimo aos valores de gravidade, cujos valores chegam a 10 mGal, possivelmente este aumento reflete o soerguimento do embasamento ou rochas do Grupo Bom Jardim. Esta porção segue uma tendência relativamente estável no que diz respeito às profundidades que variam de 117 a 411 metros.

No intervalo entre os quilômetros 14 e 34, domínio da Formação Varzinha e Formação Pedra Pintada, em superfície, os baixos valores de gravidade (até 1,75 mGal) refletem uma estrutura deposicional relativamente assimétrica, na qual o embasamento adquire mergulhos de 50 e 70° em suas bordas. A porção central desta estrutura demonstra certa estabilidade estrutural, assim, o menor valor de profundidade no embasamento é de 1.821 metros e o maior é de 2.350 metros.

Ao final do perfil, nas proximidades da unidade Granitóide Santana da Boa Vista, os valores da gravidade ascendem a até 6 mGal, indicando um novo soerguimento do embasamento que é aflorante (Terreno Tijucas) (Fig.29).



**Figura 29: Modelagem 2, utilizando as densidades de  $2,76\text{g/cm}^3$  para as rochas do embasamento e  $2,57\text{g/cm}^3$  para as rochas que preenchem a bacia.**

### 8.1.3 Modelagem 3

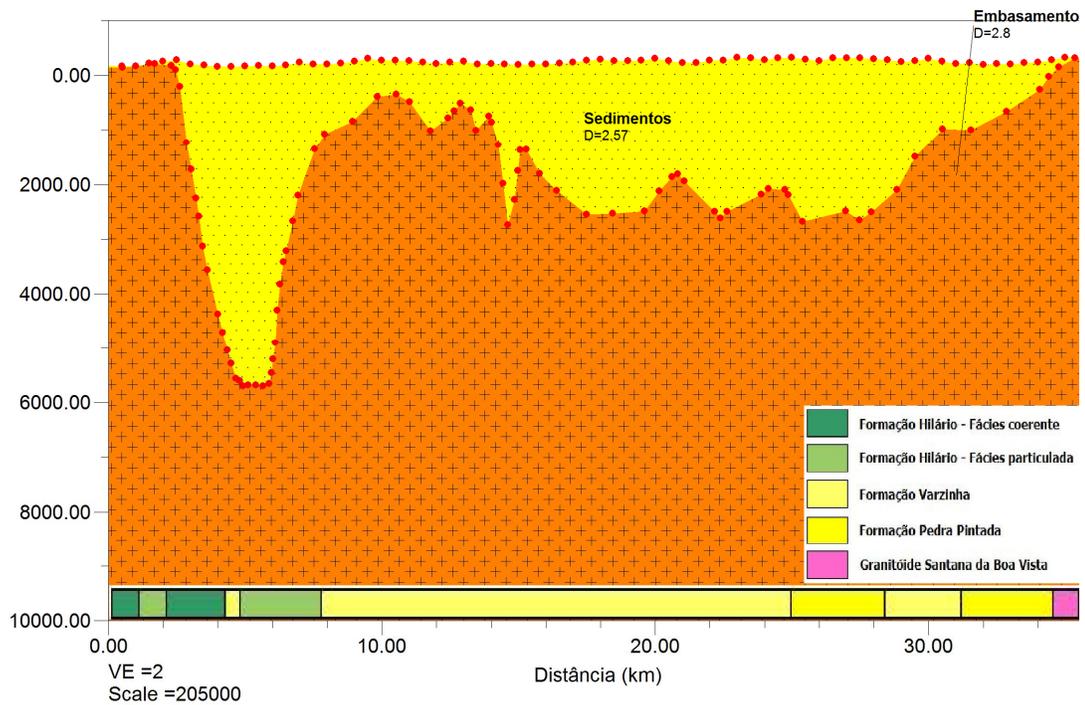
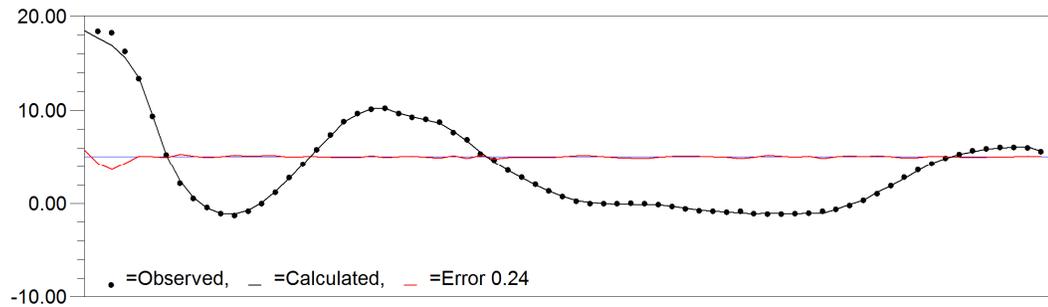
O perfil inicia no extremo este com os maiores valores gravimétricos encontrados ao longo do perfil (18 mGal). Sendo estes, correspondentes aos primeiros 2 quilômetros e a princípio estão associados ao alto do embasamento (Terreno São Gabriel), porém, é possível que haja uma combinação dos sinais provenientes das rochas do embasamento com as rochas vulcânicas da Formação Hilário.

Entre os quilômetros 2 e 8, porção na qual a Formação Varzinha aflora pela primeira vez no perfil, há uma queda acentuada nos valores gravimétricos (atingindo -1,5 mGal), que refletem nos maiores valores de profundidade do embasamento, 5.640 metros, caracterizados por uma estrutura deposicional simétrica, os ângulos de mergulho do embasamento chegam próximos a 80°.

No intervalo entre os quilômetros 8 e 14, há um acréscimo aos valores da gravidade, que assinalam a marca de 10 mGal, possivelmente este aumento ocorre devido ao soerguimento do embasamento ou influência de rochas do Grupo Bom Jardim. Está porção segue uma tendência não estável no que diz respeito à profundidade de embasamento, sendo que ocorrem valores que transitam entre 352 e 1.057 metros.

No intervalo entre os quilômetros 14 e 34, domínio da Formação Varzinha e Formação Pedra Pintada, os baixos valores de gravidade (-1,75 mGal) refletem uma extensa estrutura deposicional, assimétrica de modo geral, na qual o embasamento adquire mergulhos variáveis, e o centro demonstra uma grande variação nos valores de profundidade, entre 1.410 e 2.643 metros.

Ao final do perfil, os valores da gravidade aumentam e sua marca atinge 6 mGal, há novamente o soerguimento do embasamento, que justamente aflora quando próximo à faixa de domínio do Granitóide Santana da Boa Vista (Terreno Tijucas) (Fig. 30).



**Figura 30: Modelagem 3, utilizando as densidades de 2,80g/cm<sup>3</sup> para as rochas do embasamento e 2,57 g/cm<sup>3</sup> para as rochas que preenchem a bacia.**

## Capítulo 9. Discussões

### 9.1 Generalidades

Os estudos sobre a Bacia do Camaquã envolvendo métodos geofísicos são escassos. Neste sentido, este trabalho visa contribuir para o conhecimento estrutural de ao menos uma parte da mesma.

Muitos autores corroboram a hipótese de que a Bacia do Camaquã foi gerada e desenvolvida a partir das fases finais de evolução do Cinturão Dom Feliciano (Jost, 1984; Fragoso-Cesar *et al.* 1982a, 1984, 1992; Issler, 1985; Oliveira & Fernandes, 1991, 1992; Chemale Jr., 1993; entre outros). Porém, existem muitas divergências a respeito dos processos envolvidos em sua formação, bem como seu ambiente tectônico, a tendência atual é de que a Bacia do Camaquã possui uma evolução complexa, isto é, mais de um tipo de esforço envolvido. Com relação ao ambiente geotectônico de formação da bacia Loss e Roisenmberg (1972) apontam hipóteses ligadas a teoria geossinclinal, outros autores a associam como resultados da deformação brasileira. Enquanto Jost (1984) classifica a bacia como de retro-arco de antepaís, Issler (1985) classifica a bacia como periférica. Almeida *et al.* (1976) e Wernick *et al.* (1978) a associam com reativações transcorrentes do final do Brasileiro e a formação da bacia associada a um contexto inicialmente compressivo e posteriormente uma fase de deformação transtraccional ou extensional foi destacada por Fragoso-Cesar *et al.* (1982b, 1984, 1992), Beckel (1990, 1992), Sayeg *et al.* (1992), Chemale Jr. *et al.* (1993). Paim (2000) relaciona a Bacia do Camaquã como um *locus* deposicional no qual ocorrem diferentes bacias com registro litológico distinto e mecanismos de subsidência diferentes.

Philipp *et al.* (2003), *apud* Oliveira (2010), descrevem a transcorrência sinistral NE-SW de escala regional, que sofreu rotação durante a deposição das diferentes unidades da bacia. Segundo estes autores, os dados estruturais e a presença de falhas sin-sedimentares no Grupo Guaritas permitiram concluir que ele foi gerado em um ambiente transtensivo por reativação de sistemas de falhas de direção N15E, e com falhas sin-sedimentares de direção N40W e N20W. A geração do Grupo Guaritas provavelmente estaria associada a movimentos transcorrentes que afetaram o Escudo Sul Rio-grandense e estão registrados no Batólito de Pelotas, através da datação Ar-Ar

em milonitos (538-540 Ma) de zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis que ocorrem em Pinheiro Machado, Erval e Canguçu.

Estas zonas apresentam relações estruturais com disposição oblíqua entre a foliação e a lineação de estiramento, tendo sido descritas estruturas em flor-positiva indicando justamente a atuação de processos transpressivos, que resultaram no soerguimento do Batólito de Pelotas e na geração adjacente de uma bacia alongada relacionada a um regime dominado por transtensão ao Oeste do Batólito de Pelotas, ao qual se insere o Grupo Guaritas (Philipp *et al.* 2003, *apud* Oliveira, 2010).

## **9.2 Mapas Geofísicos Gerados e Geologia de superfície – Características e interpretações**

Ao comparar-se os mapas de anomalias Bouguer e Bouguer residual, nota-se uma sensível diferença. No mapa Bouguer residual há a ocorrência de diminuição de valores de anomalias gravimétricas e também o aumento de valores gravimétricas. Possivelmente, a diminuição ocorre quando as anomalias regionais são eliminadas, uma indicação de que grande parte do sinal era proveniente de fontes profundas, enquanto que o aumento das anomalias ocorre quando a fonte do sinal é superficial.

O mapa Bouguer residual, com valores entre  $-36$  e  $29$  mGal, permite de maneira geral, separar áreas que possuem diferentes profundidades de embasamento. Os altos valores de gravidade podem indicar porções onde o topo do embasamento possui baixas profundidades ou rochas de alta densidade, enquanto que baixos valores podem estar associados a grandes profundidades ou rochas de menor densidade.

A análise do mapa Bouguer residual permitiu o reconhecimento de algumas unidades (Fig. 31), as quais se tentou relacionar as feições geológicas de superfície de acordo com o mapa geológico da CPRM (2008).

É possível observar a presença de grandes estruturas caracterizadas por altos valores gravimétricos orientadas no sentido NE-SW. As estruturas 1 e 2, dispostas paralelamente no sentido NE-SW, marcam altos estruturais, associados aos domínios de rochas do embasamento, respectivamente Terrenos São Gabriel e Tijucas (Serra das Encantadas), por analogia a estrutura 3 pode estar vinculada a soerguimento de embasamento ou a rochas vulcânicas do Grupo Bom Jardim. Segundo Teixeira & Gonzales (1988), na área das Minas do Camaquã, o Grupo Bom Jardim ocupa o núcleo da chamada Janela Bom Jardim, constituindo uma estrutura com mergulho para

noroeste, recoberta por rochas horizontalizadas da Formação Guaritas. O granito Caçapava corresponde a uma feição de geometria retangular (assinalado com o número 4) que possui valores intermediários, possivelmente resultante de rochas de densidades inferiores às rochas que o cercam (Terreno São Gabriel e rochas vulcânicas da Formação Hilário). A estrutura 5 corresponde ao Andesito Rodeio Velho.

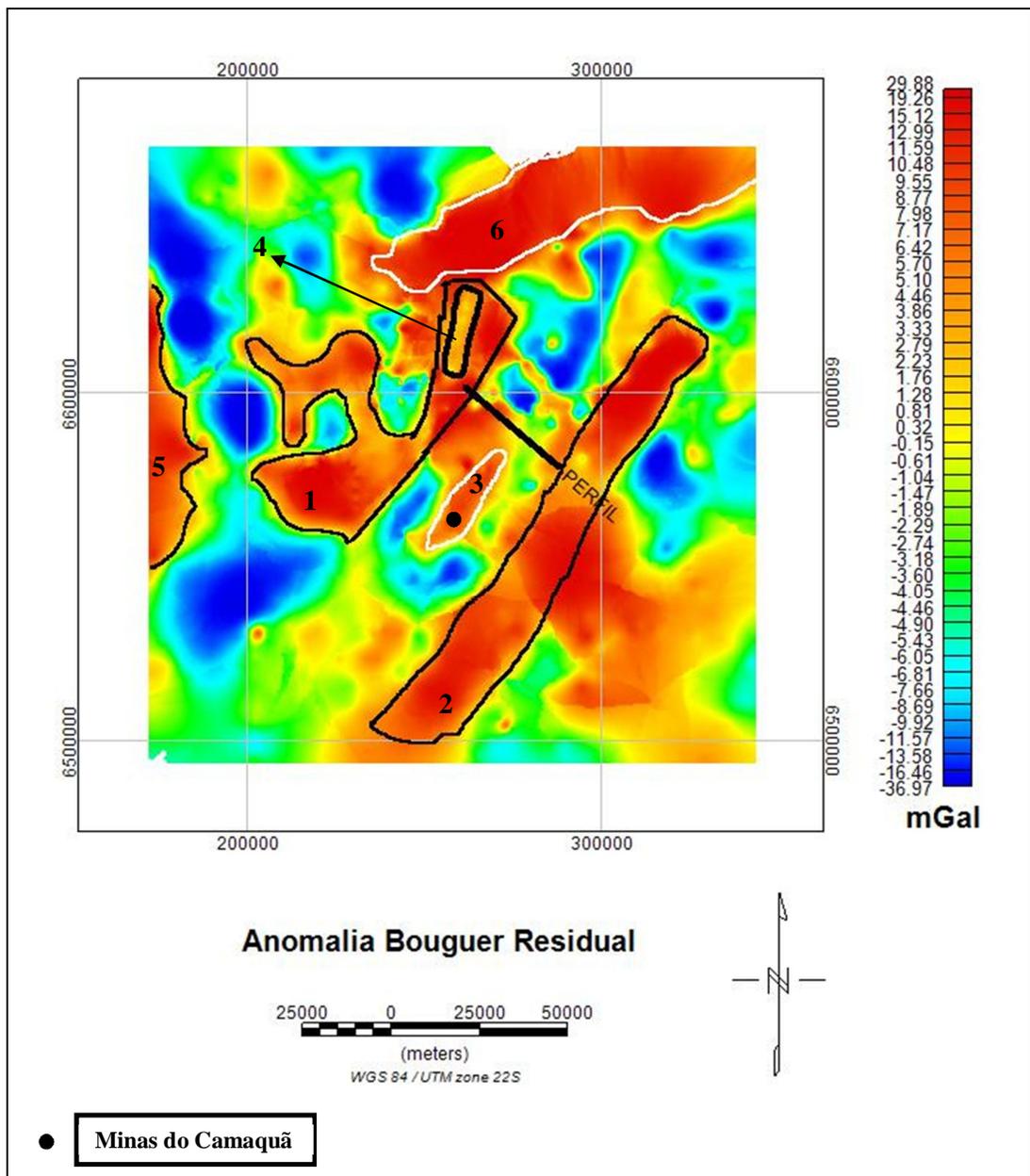
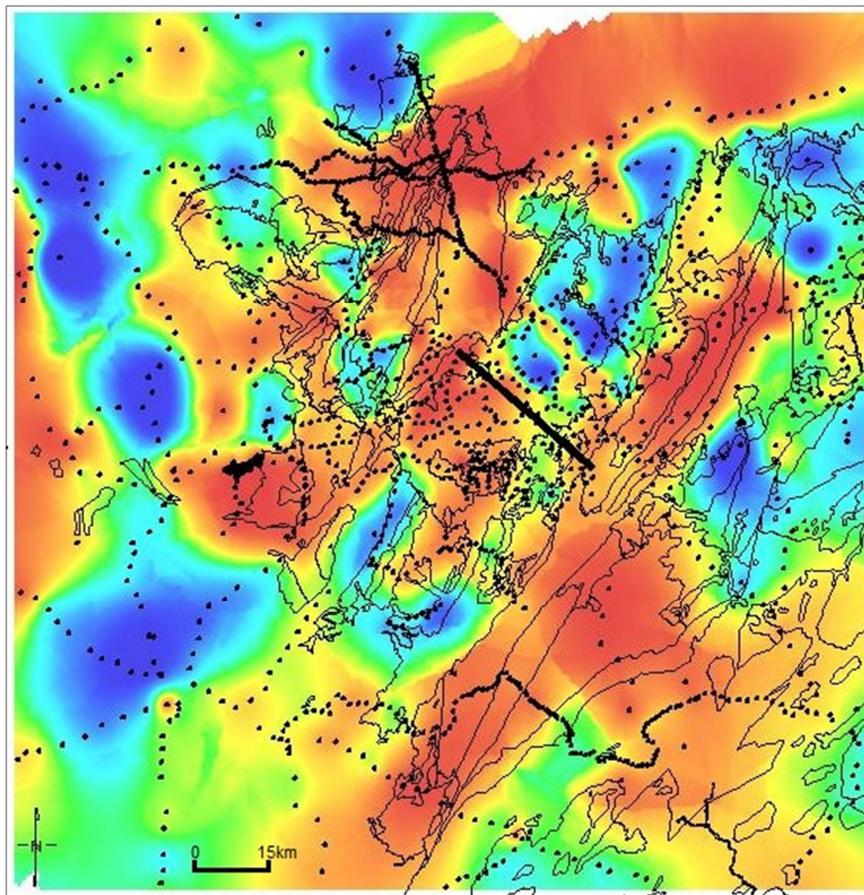


Figura 31: Delimitação das anomalias e tentativa de associação às feições geológicas de superfície conforme mapa Geológico do estado do Rio Grande do Sul (1:750.000), publicado pelo Serviço Geológico do Brasil em 2008.

Ao norte do Granito Caçapava, foi delimitada uma anomalia positiva, alongada, de sentido NE-SW (estrutura 6), a causa desta anomalia pode estar vinculada a derrames andesíticos ou o magmatismo básico da reativação Sul-Atlântica (Costa *et al.* 1996), porém não se pode descartar que sejam fruto da continuidade das rochas do embasamento relacionadas ao Cinturão Dom Feliciano em subsuperfície, ou mesmo a falta de medidas gravimétricas neste setor, que acaba por gerar uma área de anomalias super estimadas (Fig. 32).



**Fig. 32: Mapa de pontos de medidas gravimétricas utilizadas no processamento sobreposta ao mapa geológico e mapa Bouguer residual.**

### 9.3 Modelagem – Análise Geral

O início do perfil, possivelmente em razão da grande variabilidade de densidades litológicas, apresenta um ajuste pouco satisfatório. Há uma defasagem de massa em todos os modelos nesta porção, observado no erro da curva calculada (diferença entre a gravidade observada e a calculada). É possível, no entanto, que estas variações sejam provenientes de diferenças entre as bases de dados utilizadas (processamento dos dados, medidas de leitura realizadas no gravímetro), ou então, a pouca densidade de valores observados medidos (baixa resolução espacial de dados gravimétricos neste setor).

Costa *et al.* (1996) utilizaram a modelagem gravimétrica para caracterizar as feições de embasamento da Bacia do Camaquã (Fig. 33, 34, 35, 36, 37). O perfil modelado neste trabalho está mais próximo dos perfis 1 e 2 de Costa *et al.* (1996).

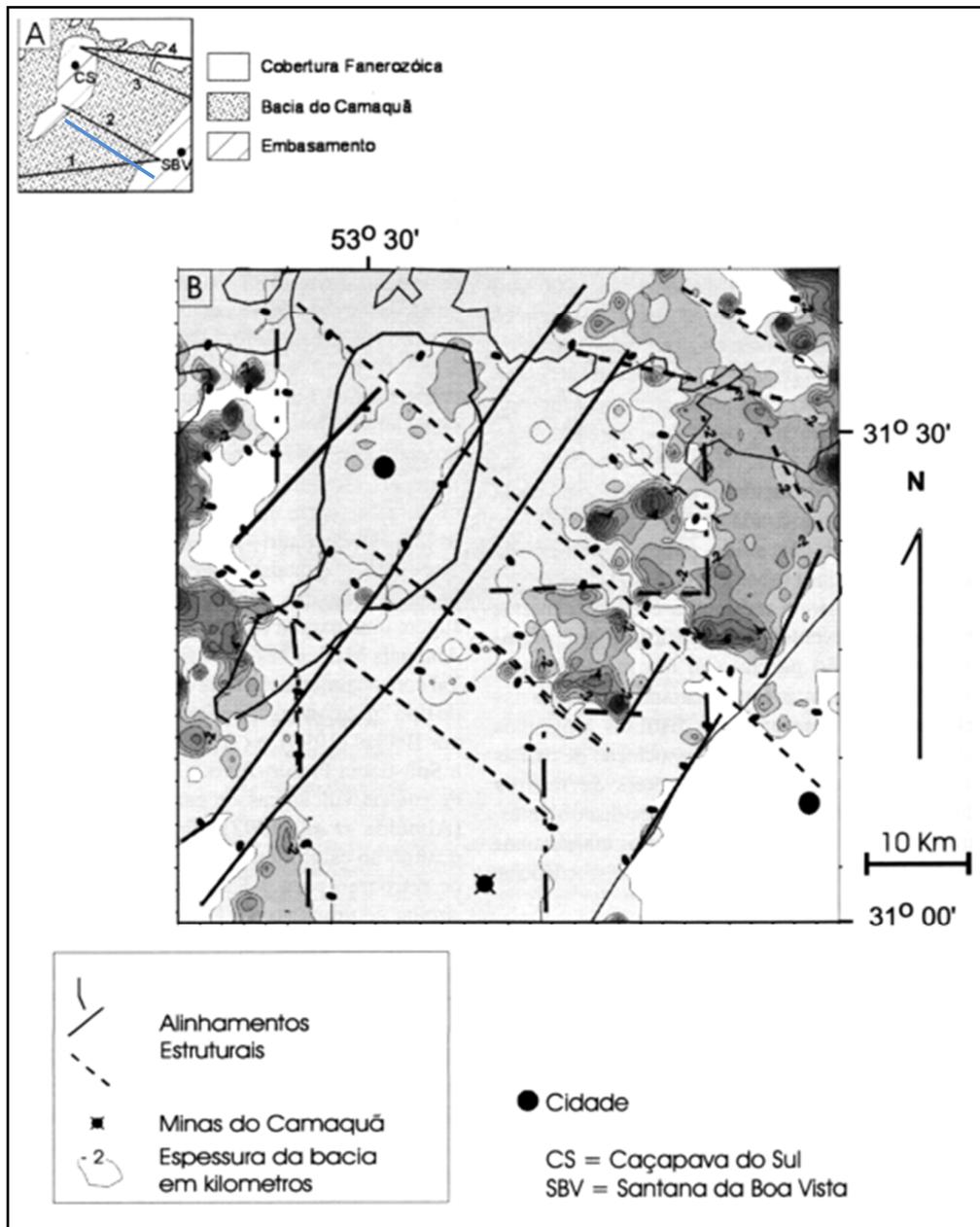


Figura 33: Mapa Bouguer com as principais estruturas da área e localização dos perfis gravimétricos. A linha a azul corresponde ao perfil modelado neste trabalho. Modificado de Costa *et al.* (1996).

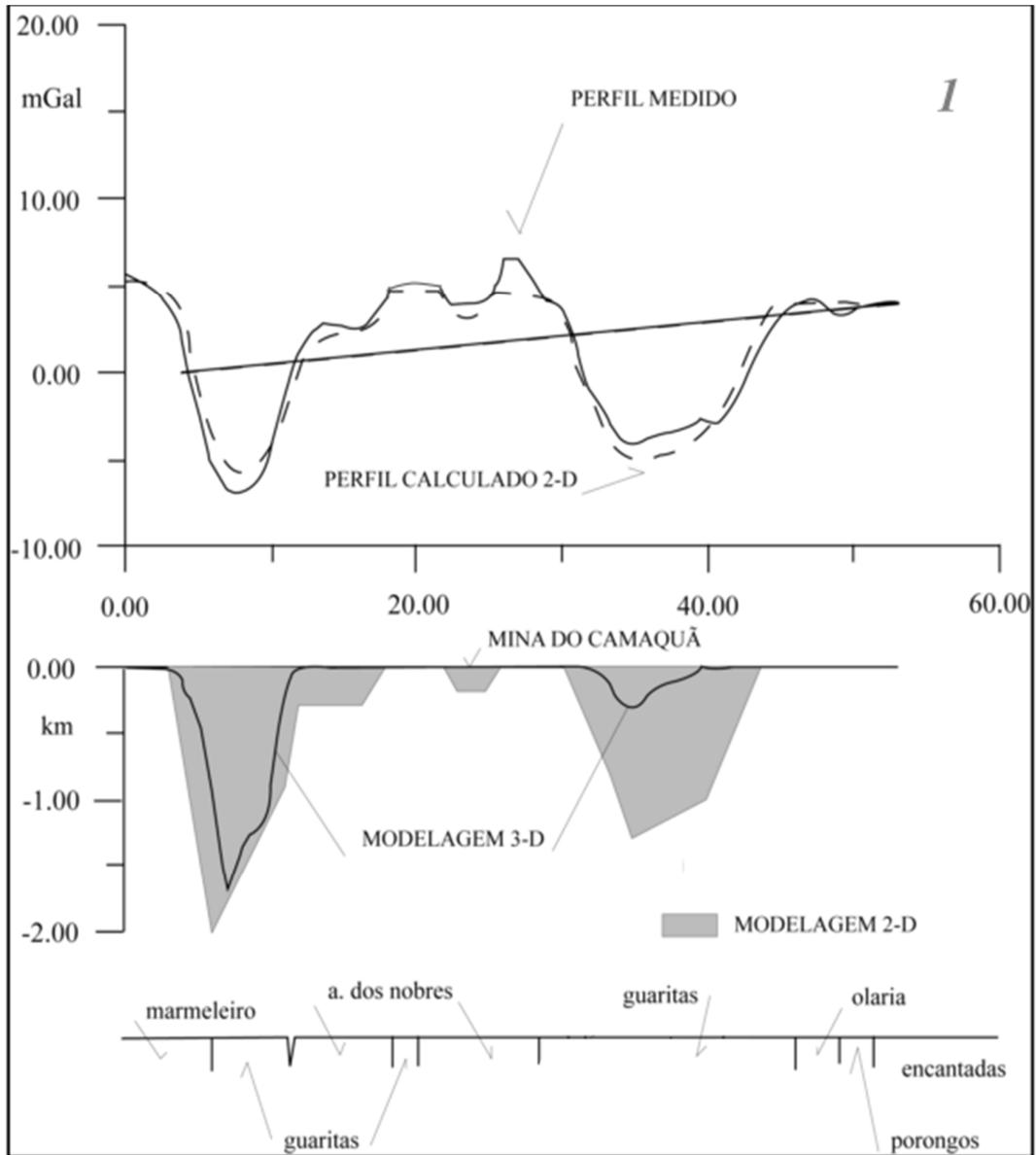


Figura 34: Perfil 1 modelado por Costa *et al.* (1996).

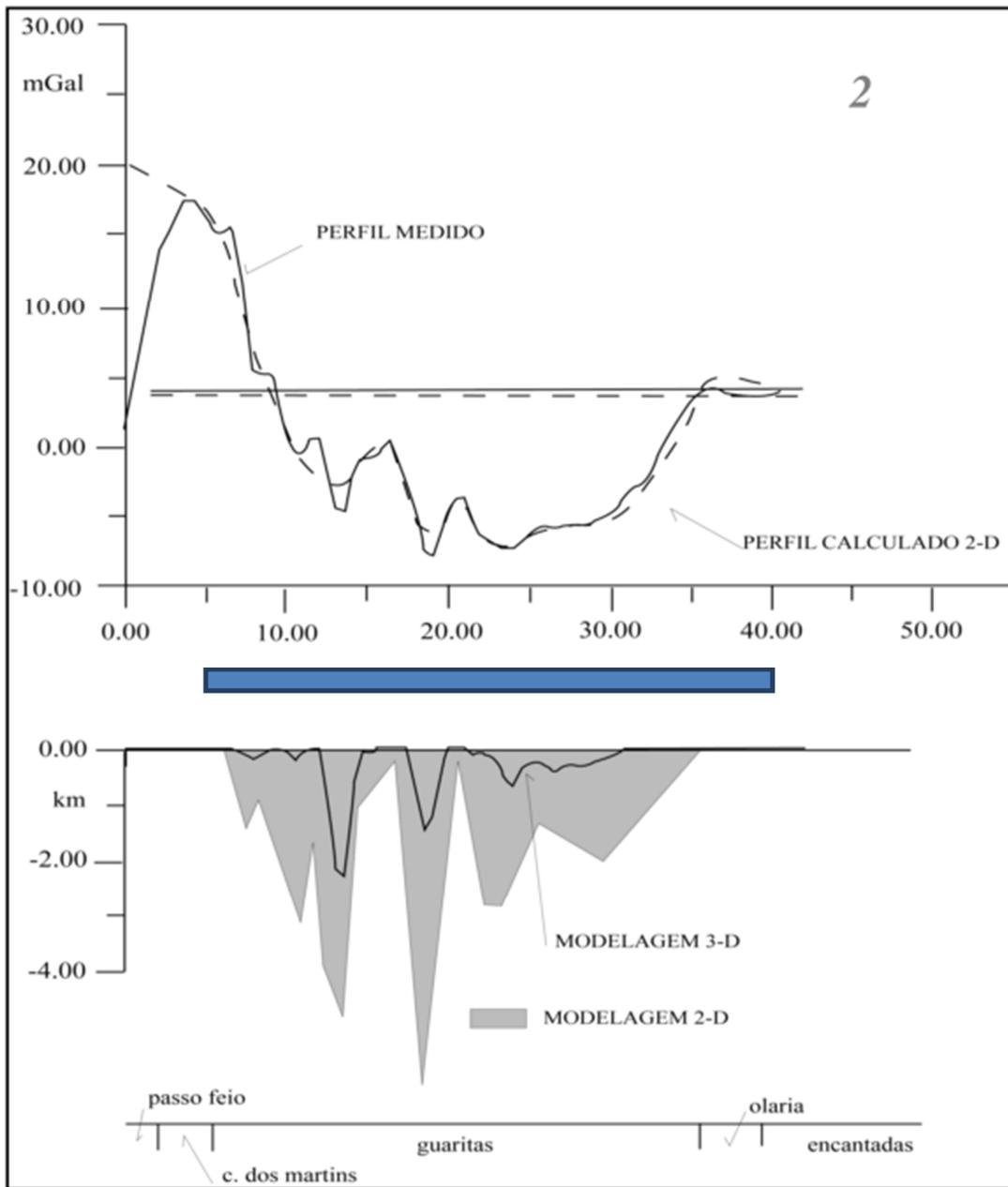


Figura 35: Perfil 2 modelado por Costa *et al.* (1996). O retângulo azul corresponde a extensão do perfil modelado neste trabalho.

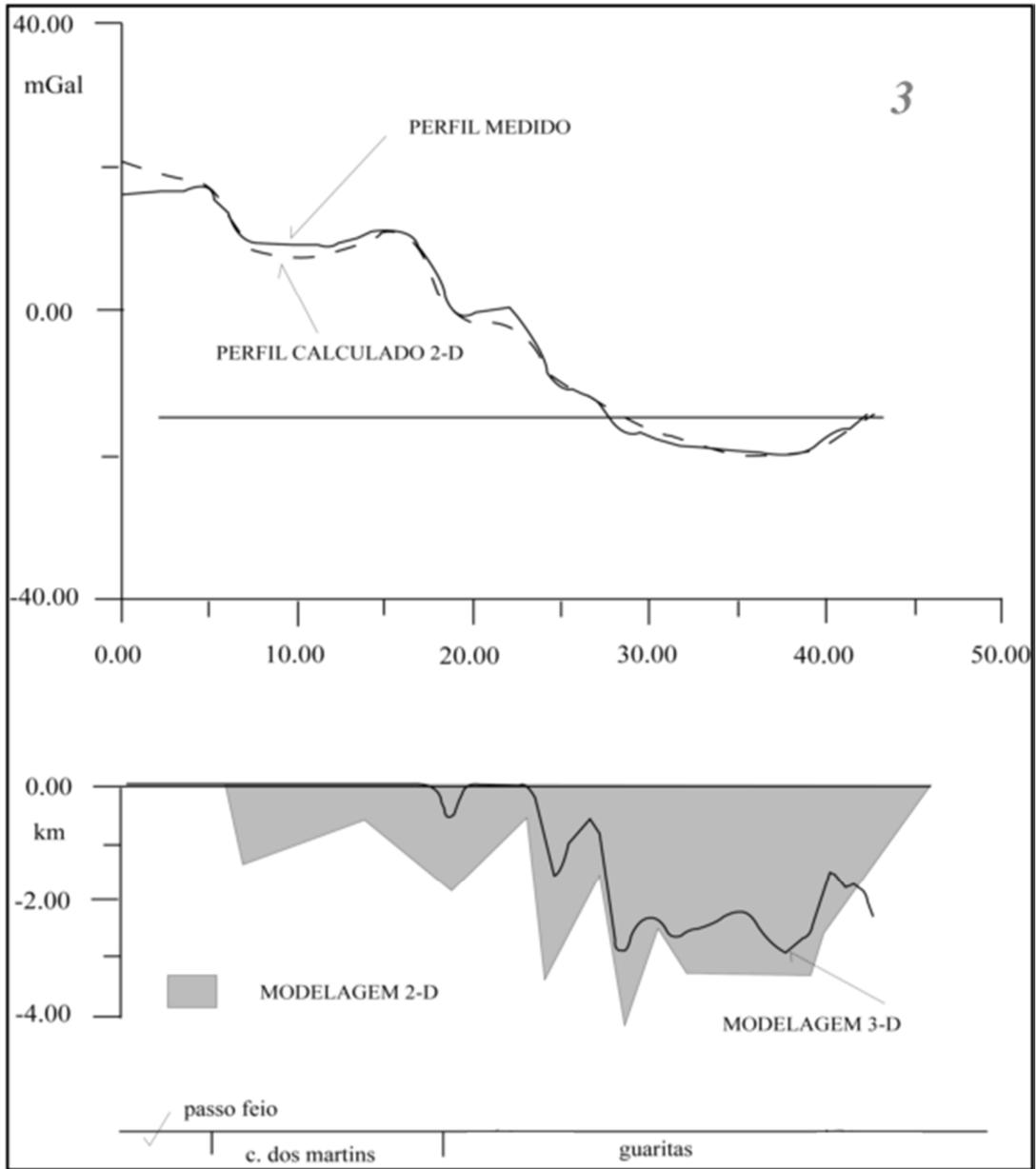


Figura 36: Perfil 3 modelado por Costa *et al.* (1996).

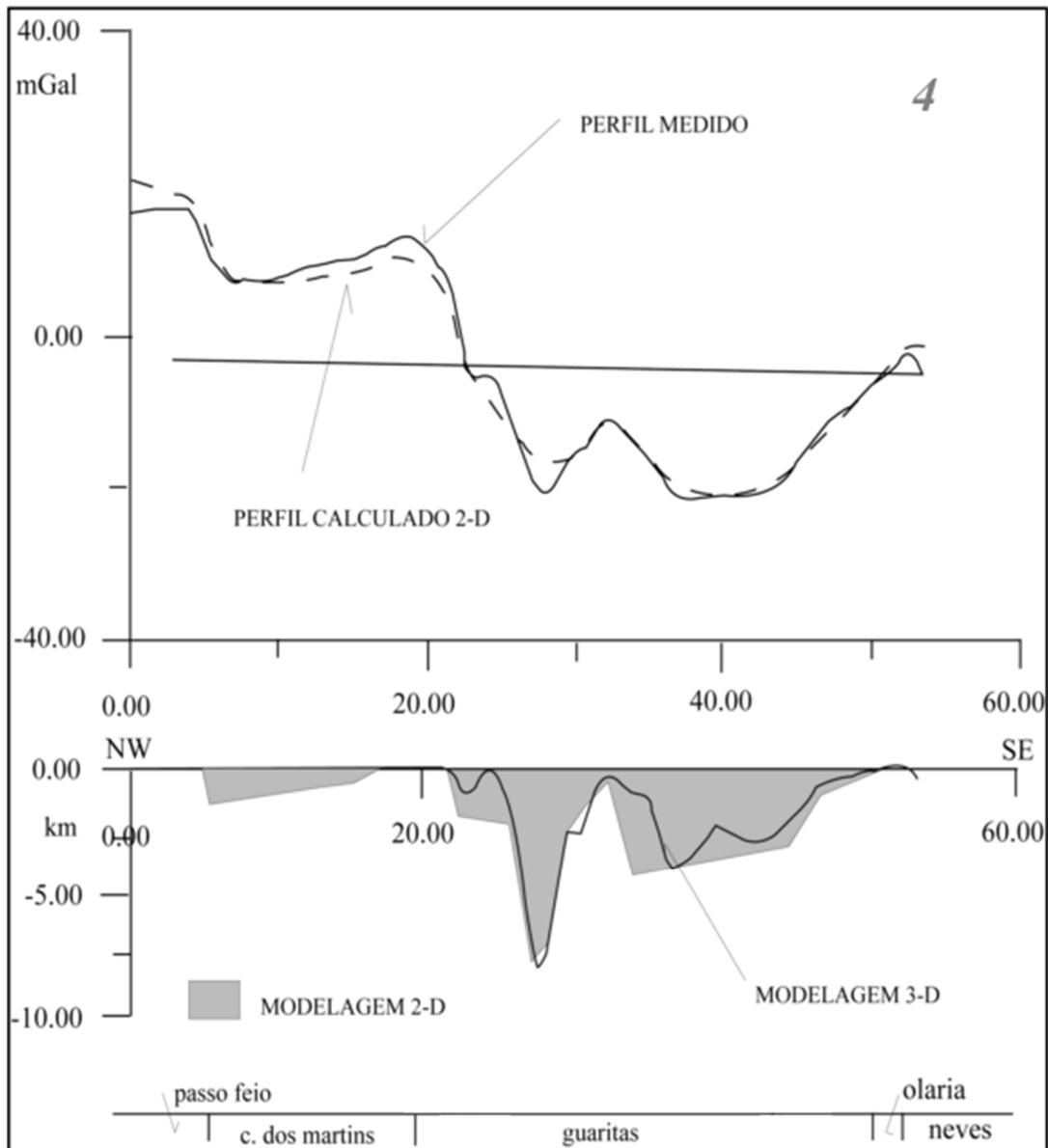


Figura 37: Perfil 4 modelado por Costa *et al.* (1996).

O perfil 1 (Fig. 34) secciona a Bacia do Camaquã, passando em sua maior parte pela Formação Guaritas, na porção central do perfil ocorrem rochas vulcânicas da Formação Bom Jardim. São apresentados três baixos gravimétricos e um alto gravimétrico, os baixos valores gravimétricos podem estar associados a porções onde o embasamento é mais profundo, enquanto que os altos gravimétricos podem estar associados a rochas vulcânicas do Grupo Bom Jardim.

O perfil 2 (Fig. 35) tem seus extremos nos altos do embasamento, sendo que este perfil secciona as unidades da Formação Guaritas. Perfaz a forma de uma bacia

sedimentar com blocos escalonados. Este escalonamento pode ser devido a possíveis altos do embasamento ou rochas vulcânicas da Fm. Bom Jardim, o que condicionou a variação da espessura de sedimentos.

O perfil 3 (Fig. 36) inicia na Formação Passo Feio, ao norte do Complexo Granítico Caçapava do Sul e termina em rochas da Formação Guaritas. Possui a forma de blocos escalonados, tendo profundidade de 4 quilômetros na Formação Guaritas.

O perfil 4 (Fig. 37) possui o melhor ajuste entre as modelagens bidimensionais e tridimensionais. Contém valores gravimétricos baixos que representam os sedimentos mais profundos da bacia (até 8 km). Ao Leste, ocorre um aumento dos valores gravimétricos que condiciona o limite entre a bacia e o embasamento. Este alto pode representar intrusões de metavulcânicas (Costa *et al.* 1996, apud Kazmierczak, 2006).

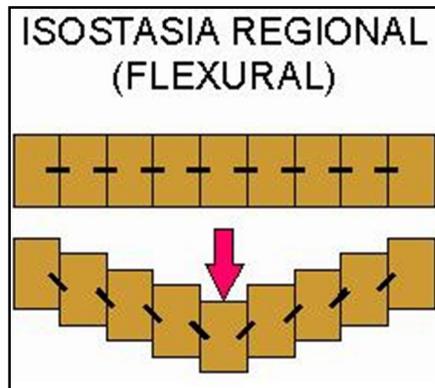
#### **9.4 Correlações dos perfis modelados *versus* Geologia**

O perfil modelado neste trabalho demonstrou boas correlações laterais em comparação a Costa *et al.* (1996). Porém, neste trabalho o embasamento apresenta variações mais suaves de profundidade, ao contrário de Costa *et al.* (1996).

No modelo aqui proposto, o embasamento da bacia possui rugosidades semelhantes a falhas de origem distensivas que teriam origem nos processos tectônicos ocorridos durante a evolução da bacia, e também não se descarta a hipótese de movimentos verticais relacionados à sobrecarga sedimentar proveniente de cinturões adjacentes que tratam de amplificar os processos de subsidência.

O perfil modelado neste trabalho aparenta estar localizado numa zona de transição do comportamento do embasamento na bacia. Do perfil 1 de Costa *et al.* (1996) até o perfil modelado neste trabalho ocorre um alto gravimétrico que corresponderia ao soerguimento do embasamento ou a rochas do Grupo Bom Jardim, porém, seguindo na direção Nordeste, a partir do perfil 2 de Costa *et al.* (1996), o embasamento passa a assumir um comportamento com blocos escalonados.

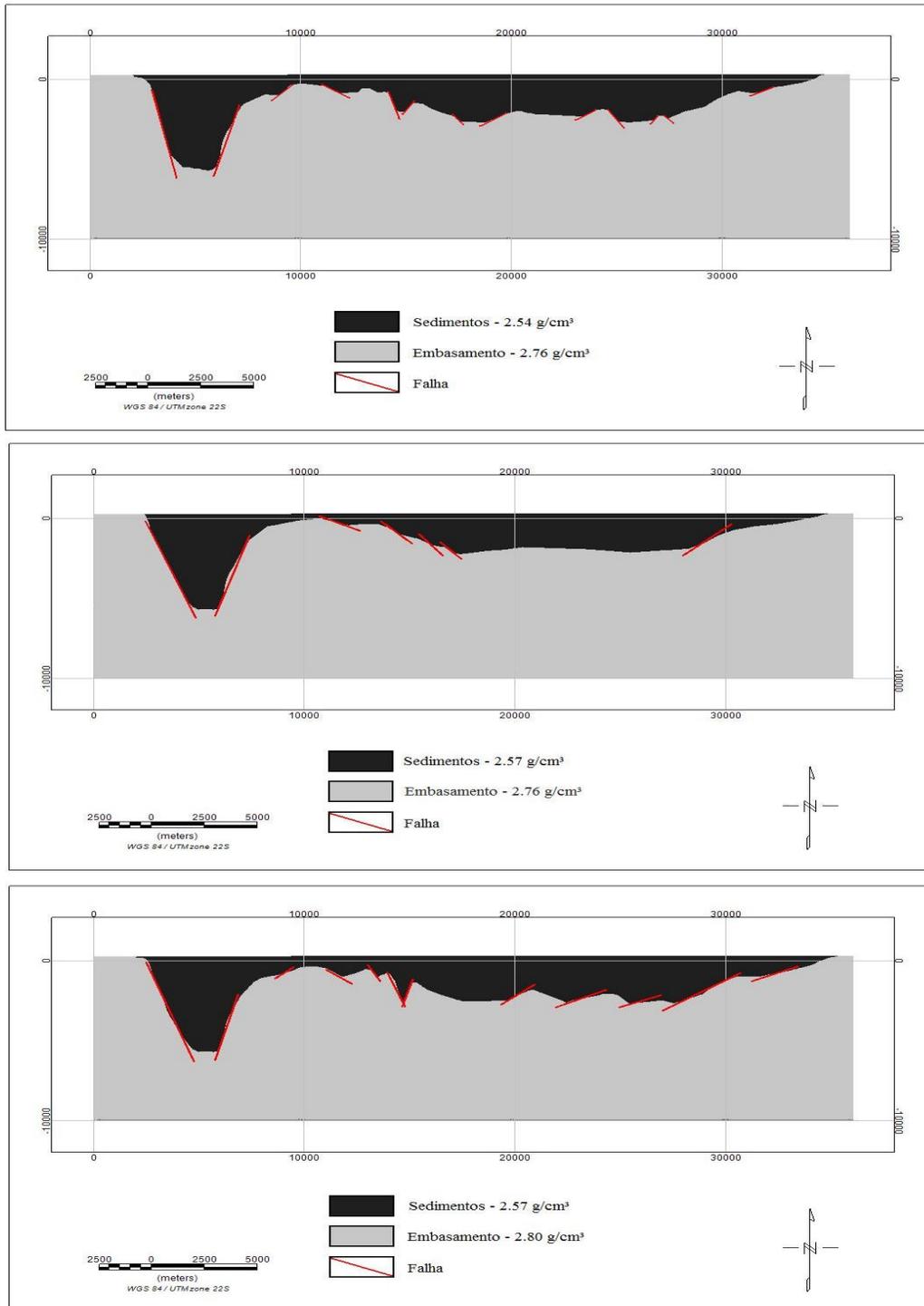
Segundo Souza-Lima & Hamsi Jr. (2003), entre as bacias compressoriais continentais formadas em margens convergentes distinguem-se as de *foreland* ou de antepaís. Nestas bacias predominam a subsidência mecânica regional de caráter flexural. (Fig. 38).



**Figura 38: Representação esquemática do processo de subsidência mecânica flexural regional (modificado de Souza-Lima & Hamsi Jr., 2003).**

A interpretação de dois sistemas de falhas normais bem definidas, o primeiro de grande proporções, entre os quilômetros 2 e 7, que pode ser vista em todos os modelos propostos e poderia ser associadas a um arranjo tipo horst e gráben, e o segundo de magnitude mediana encontrada nos modelos 1 e 3, próxima ao quilômetro 14 (Fig. 39) contribuem para a atribuição de um regime distensivo a evolução da bacia.

Dois furos de sondagem para a região, denominados CQP-01-RS e CQP-02-RS foram avaliados para possível correlação dos perfis modelados. Porém, o furo de sondagem mais próximo executado pela CPRM (1978) como parte do Projeto Sondagens Exploratórias na Área da Bacia do Camaquã (Favilla & Reinheimer, 1978) está à cerca de 10 quilômetros ao norte do perfil, e possui cerca de 1200 metros de profundidade, inviabilizando um comparativo com os modelos gerados.



**Figura 39:** As três modelagens realizadas com uma possível interpretação das estruturas.

## Capítulo 10. Conclusões e Recomendações

- O mapa Bouguer residual, com valores entre -36 e 29 mGal, permite de maneira geral, separar áreas que possuem diferentes profundidades de embasamento. Os altos valores de gravidade podem indicar porções onde o topo do embasamento possui baixas profundidades ou rochas de alta densidade, enquanto que baixos valores podem estar associados a grandes profundidades ou rochas de menor densidade.

- A partir dos dados gravimétricos processados, um perfil perpendicular ao *trend* das unidades que compõem a Bacia do Camaquã, no setor do Rifte Guaritas foi selecionado. A modelagem, utilizando diferentes densidades para as rochas do embasamento e preenchimento da bacia permitiu a proposição de três modelos da profundidade de embasamento para este perfil.

- De maneira geral todas as três modelagens assumiram características estruturais semelhantes.

- Com relação às variações da profundidade do embasamento houveram poucas diferenças entre os modelos propostos, sendo seu valor máximo de 646 metros, sendo este fator diretamente associado às diferentes combinações de densidades utilizadas em cada um dos modelos.

- A análise, avaliação e reprocessamento de dados gravimétricos anteriores se mostrou competente, de maneira geral, na definição do embasamento da Bacia do Camaquã, na porção do Rifte Guaritas, sendo possível constatar cinco principais mudanças de profundidade, que refletem diretamente a resposta do sinal gravimétrico.

- Foram encontrados indícios de regime tectônico distensivo, indo ao encontro de hipóteses sugeridas por alguns outros estudos (Fragoso-Cesar *et al.* 1982a, 1984, 1992; Beckel, 1990, 1992; Sayeg *et al.* 1992; Chemale *et al.* 1993, entre outros).

- Segundo as modelagens, há duas estruturas deposicionais de grande magnitude (a primeira no intervalo entre os quilômetros 2 e 8 e a segunda entre os quilômetros 14 e 34): A primeira estrutura, localizada no extremo oeste do perfil, possui a maior profundidade da bacia, no local do perfil, atingindo quase seis quilômetros, sua configuração se assemelha a um arranjo composto de horst e gráben. A segunda estrutura se refere a uma extensa área, que envolve a porção central e leste do perfil modelado, nesta porção o embasamento possui profundidades que chegam próximas dos três quilômetros.

- Aparentemente, o soerguimento do embasamento nos extremos Leste e Oeste do perfil, teria causado um abatimento na porção central da bacia, inicialmente. Nesta área de abatimento cuja extensão se aproxima dos 25 km, foram interpretadas diversas falhas que podem refletir processos distensivos ou movimentos verticais ocorridos durante a evolução da bacia.

- Indícios de falhas distensivas, mais evidente nas modelagens um e três, podem ser acompanhadas na porção central do perfil.

- Por se tratar de um perfil perpendicular ao *trend* da bacia, não foi possível verificar a ocorrência e regime transcorrente transpressivo ou transtensivo, este tipo de conclusão sugere um estudo mais aprofundado e envolvendo maior número de perfis, ou ainda uma modelagem 3D.

- Para os próximos trabalhos se sugere a modelagem de um maior número de perfis, e/ou utilizar o recurso da modelagem 3D.

- Outras técnicas de processamento do sinal geofísico, além da execução de testes utilizando parâmetros diferentes (densidades, espaçamento do *grid*, filtragens) são recomendadas.

- Na medida do possível, sugere-se agregar informação de poços além de fazer a utilização de outros métodos geofísicos para diminuir as incertezas relacionadas a métodos indiretos.

## Capítulo 11. Referências Bibliográficas

ALMEIDA, D. P. M.; LIMA, L.; GOMES, C. H. **Região de Vista Alegre – Lavras do Sul / RS: uma zona tipo da Fm. Hilário.** In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1, *Boletim de Resumos*, p.56, 1999a.

ALMEIDA, D. P. M.; LOPES, R. C.; LIMA, L.; GOMES, C. H. **Resultados preliminares do estudo petrográfico e geoquímico das rochas pertencente ao Mb. Rodeio Velho (Ordoviciano) – Bacia do Camaquã – RS/Brasil.** In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1. *Boletim de resumos*, p. 15, 1999b.

ALMEIDA, D. P. M.; PAIM, P. S. G.; VIEIRA JR, N. **Petrologia do Vulcanismo Eo-Paleozoico das Bacias do Camaquã e Santa Bárbara, RS.** In: I WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLASSICAS BRASILIANAS, São Leopoldo. Boletim especial de Resumos Expandidos do I Workshop sobre as Bacias Molássicas Brazilianas. SÃO LEOPOLDO - RS : Unisinos. p. 16-22, 1992.

ALMEIDA, D. P. M.; BORBA, A.; CHEMALE JR., F.; KOESTER, E.; CONCEIÇÃO, R. V. **Isotopic Signature of the Acampamento Velho e Rodeio Velho Volcanic Sucession from the Camaquã Basin, Southern Brazil.** In: VI South American Symposium on Isotope Geology, Bariloche, Argentina. Resumos. Buenos Aires, Argentina: p.491-494, 2003.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B. **The upper Precambrian of South America.** Boletim de Geociências, Universidade de São Paulo, v. 7, p.45-80, 1976.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO, B. B.; Brito Neves, B. B. **Brasilian Structural Provinces An Introduction.** Earth Earth-Science Reviews, V.17, P.1-20, Amsterdam, v. 17, n. 3, p. 1-20, 1981.

ALMEIDA, F. F. M. **Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira.** Congresso Brasileiro de Geologia, 23. *Anais*, v.1, p. 24-46, 1969.

APPI, C. J.; FREITAS, E. L. & CASTRO, J. C. **Faciologia e Estratigrafia da Bacia de Taubaté**. Comunicação Técnica. Rel. Interno CENPES/PETROBRÁS (Inédito), 1986.

BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; VAN SCHMUS, W.R.; HARTMANN, L.A. & SILVA, L.C. **U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil**. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (3-4): 263-274, 1997.

BARBOSA, V.C.F. & SILVA J.B.C. **Reconstituição Gravimétrica Compacta**. Anais do III Congresso Internacional da SBGf, Resumos Expandidos, 2: 765-767, Rio de Janeiro – RJ, 1993.

BECKEL, J. **Evolução geotectônica da Bacia do Camaquã, RS – proposta de classificação dentro de um conceito mobilista**. *I Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras*, Boletim de Resumos Expandidos, p. 1-5, 1992.

BECKEL, J. **Metalogenia del Cu, Pb y Zn em la cuenca de Camaquã durante el ciclo orogénico Brasileiro, RS (Brasil)**. 275 f. Tese (Doutorado) Universidade de Salamanca, Espanha, 1990.

BITENCOURT, M. F. & NARDI, L. S. V. **Late- to post- collisional Brasileiro Magmatism in the Southernmost Brazil**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 65:3-16, 1993.

BITENCOURT, M.F. & NARDI, L.V .S. **Tectonic setting and sources of magmatism related to the southern brazilian shear belt**. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:184-187, 2000.

BONGIOLO, A. B. S. **Contribuição ao Estudo da Bacia do Amazonas e do seu Embasamento Através da Gravimetria e da Magnetometria**. Tese (doutorado). Universidade Federal do Paraná. Curitiba, PR, no prelo 2011.

BORBA, A. W. **Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil: uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica.** 233 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências. Programa de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS., 2006.

BORBA, A. W.; MARASCHIN, A.J.; MIZUSAKI, A. M. P. **Stratigraphic analysis and depositional evolution of the Neoproterozoic Maricá Formation (southern Brazil): constituents from field data and sandstone petrography.** Gondwana Research, v.7, n.3, p. 871-886., 2004.

BORBA, A. W.; MIZUSAKI, A.M.P. **Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil) depositional sequences and evolution of Early Paleozoic post-collisional basin.** Journal of South America Earth Sciences, v. 16, n.5, p. 365-380., 2003.

BRAILE, L.W., KELLER, G.R. & PEEPLES, W. J. **Inversion of gravity data for two-dimensional density distributions.** Journal of Geophysical Research, 79: 2017-2021., 1974.

BRITO NEVES, B. B. & CORDANI, U. G. **Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic.** Precambrian Research, 53:34-40., 1991.

CARAVACA, G. **Estratigrafia, faciologia e proveniência dos alogrupos Bom Jardim e Santa Bárbara na região de Encruzilhada do Sul, RS: uma contribuição à análise da Bacia do Camaquã.** Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS, 139 p., 1998.

CASTRO, L. G. **Modelo Gravimétrico-Magnético do Gráben de Paranaguá-PR.** Dissertação (mestrado). Universidade Federal do Paraná. Curitiba – PR, 2007.

CASTRO, D. L. **Modelagem Gravimétrica 3-D de Corpos Graníticos e Bacias Sedimentares com Embasamento Estrutural de Densidade Variável.** Revista Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro - RJ, v. 23, n. 3, p. 295-308, 2005.

CHEMALE JR., F. **Evolução geológica do Escudo Sul-rio-Grandense.** *In:* HOLZ, M.; DE ROS, L.F. Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: CIGO/UFRGS. p. 13-52, 2000.

CHEMALE JR., F. **Tectonic Evolution of Southern Brazil and Southern Africa during Neoproterozoic and Early Paleozoic.** 14<sup>th</sup> International Conference on Basement Tectonics, Ouro Preto, 10-11, 1997.

CHEMALE JR., F. **Bacias Molássicas Brasilianas.** Acta Geológica Leopoldensia, 37:109-118, 1993.

CHEMALE JR., F.; WILDNER, W.; LIMA, E. F.; VAN SCHMUS, W. R. **Isotopic studies of Brasiliano retroarc magmatism in southern Brazil.** *In:* Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1. Boletim de Resumos, p. 57, 1999.

COSTA, A. F. U. **Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas Pré-cambrianas no Escudo Sul-riograndense.** Tese de Doutorado, IG/UFRGS, 291 p., 1997.

COSTA, A. F. U.; CHEMALE JR. F.; MAGRO, F. H. S. & DIAS, N. L. **Modelagem Gravimétrica da Bacia do Camaquã.** Projeto Bacias Molássicas Brasilianas. Relatório de Projeto CNPQ/CPRM, 1996.

COSTA, A. F. U. ; SHUKOWSKY, W. ; FERNANDES, L. A. D. ; NARDI, L. V. S. ; BITTENCOURT, M. F. **Teste dos Modelos Tectônicos e de Posicionamento do Complexo Granítico de Caçapava do Sul através de estudos de Modelagem 3D.** Revista Brasileira de Geofísica, v. 13, p. 91-101, 1995.

CPRM - Companhia de Recursos Minerais do Brasil. Passo do Salsinho. Folha SH.22-Y-A-I-4, Estado do Rio Grande do Sul. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).** 339 p., Brasília, 1995.

FAVILLA, C. A. C. & REINHEIMER, D. **Projeto Sondagens Exploratórias na área do Camaquã: 2a etapa, Relatório Final.** Porto Alegre, DNPM/CPRM, 1v.(inédito), 1978.

DE ROS, L. F.; MORAD, S.; PAIM, P. S. G. **The Role of Detrital Composition and Climate on the Diagenetic Evolution of Continental Molasses: Evidence from The Cambro-Ordovician Guaritas Sequence, Southern Brazil.** *Sedimentary Geology*, Holanda, v. 92, p. 197-228, 1994.

FAMBRINI, G. L.; MARTIN, M. A. B.; McCreath, I.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S. **Subaqueous pyroclastic deposits os the Hilário Formation, RS.** *In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1. Boletim de Resumos*, p. 34., 1999.

FERNANDES, F. L.; CHANG, H. K. **Modelagem gravimétrica da Bacia de Taubaté - Vale do Rio Paraíba do Sul, leste do Estado de São Paulo.** *Revista Brasileira de Geofísica*. Vol.19 no.2, São Paulo., 2001.

FERNANDES, L. A. D.; MENEGAT, R.; COSTA, A. F. U.; KOESTER, E.; PORCHER, C. C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAD, G. E.; CAMOZZATO, E. **Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte I – Uma Contribuição a Partir do Registro Geológico.** *Revista Brasileira de Geociências*. Vol.25, n.4, p. 351-374, 1995.

FERNANDES, L. A. D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C. C. **Deformation patterns in the southern brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal.** *Journal of South America Earth Sciences*, v.5, n. 1,p. 77-96, 1992.

FERNANDEZ, C. E. M. **Fundamentos de Prospecção Geofísica.** Rio de Janeiro. Ed. Interciência. 189 p., 1982.

FIGUEIREDO, M.C.H.; FRAGOSO-CÉSAR, A.R.S.; KRONEBERG, B. I. **Litoquímica das principais unidades do Batólito de Pelotas no Rio Grande do Sul.** *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 36. Belém, 1990. *Boletim de Resumos Expandidos*. Belém, SBG. v.4, p.1726-1738, 1990.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S. **A Bacia do Camaquã: um sistema intracontinental anorogenico de rifte do Neoproterozóico III – Eopaleozóico no Rio Grande do Sul.** *In:* I ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDOS E BACIAS, 2003. Boletim de resumos. p. 139-144., 2003.

FRAGOSO-CÉSAR, A.R.S.; MACHADO, R.; SAYEG, H. S.; FAMBRINI, G. L. **Bacias orogênicas do ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul e Uruguai.** I Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras, Boletim de Resumos Expandidos, p. 47-53, 1992.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S. **Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul.** São Paulo, 362p. Tese de Doutorado Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1991.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S., LAVINA, E. L.; PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F. **A antefossa molassica do cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul.** *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1984, Rio de Janeiro. Anais, SBG, v.7, p.3272-3283, 1984.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; WERNICK, E.; SOLIANI Jr., E. **Associações Petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana).** *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32 Salvador. Anais. SBG. V.1, p.12., 1982a.

FRAGOSO-CESAR, A. R.S.; WERNICK, E.; SOLIANI JR, E. **Evolução Geotectônica do Cinturão Dom Feliciano - Uma Contribuição Através da Aplicação do Modelo de Tectônica de Placas.** *In:* XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador - BA. Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia. v. 1. p. 13-23., 1982b.

FRANTZ, J. C.; MCNAUGHTON, N.; MARQUES, J. C.; HARTMANN, L.A.; BOTELHO, N. F.; CARAVACA, G. **U-Pb SHRIMP ages of granitoids emplaced during the temporal evolution of the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone in the Eastern Dom Feliciano Belt - southernmost Brazil.** *In: IV Simpósio Sul-americano de Geologia Isotópica.* Salvador. Anais do IV Simpósio Sul-americano de Geologia Isotópica. Salvador : Sociedade Brasileira de Geologia. v. 1. p. 174-177, 2003.

FRIES, M. **Estudo dos altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d'álho e Jibóia (flanco nordeste da bacia sedimentar do Paraná), através dos métodos geofísicos da gravimetria e magnetometria terrestres.** Tese de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Geociências – Área de Concentração em Geologia Regional, Rio Claro-SP, 262 p., 2008.

GALLOWAY, W. E. **Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units.** AAPG Bull., 73(2): 125-142, 1989.

GRESSE, P. G.; CHEMALE JR., F.; SILVA, L. C.; WALRAVEN, F.; HARTMANN, L.A. **Late-to-post-orogenic basin on the Pan-african – Brasiliano collision orogen in the Southern Africa and Southern Brazil.** *Basin Research*, 1996.

GIBSON, I. R.; MILLEGAN, P. S. **Gravity and Magnetism in Oil Exploration: A Historical Perspective. Geological Applications of Gravity and Magnetism: Case Histories.** SEG Geophysical References Series, nº 8, AAPG Studies in Geology, nº 43, p. 3, USA, 1998.

GUNN, P. J. **Application of aeromagnetic surveys to sedimentary basin studies.** *In: AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, v.17, nº 2, 133–144 p., 1997.

HALLINAN, S.E.; SHUKOWSKY, W.; MANTOVANI, M.S.M. 1993. **Estruturação do embasamento Pré-Cambriaco da região sul do Brasil e Uruguai: novos modelos resultantes de densificação gravimétrica.** *Bras. Geoc.*, 23(3):201-214.

HARTMANN, L.A.; PHILIPP, R.P.; SANTOS, J.O.S.; Mcnaughton, N.J. **Time frame of 753-680Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield.** *Gondwana Research*, v. 19, p. 84-99, 2011.

HARTMANN, L. A.; SANTOS, J. O. S.; MCNAUGHTON, N. J. **Detrital zircon U-Pb age data, and Precambrian provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, southern Brazilian Shield.** *International Geology Review*, v. 50, p. 364-374, 2008.

HARTMANN, L.A.; CHEMALE JR., F.; PHILIPP, R.P. **Evolução Geotectônica do RS no Pré-Cambriano.** *In: R. Ianuzzi & J.C. Frantz. (eds.) 50 Anos de Geologia, Instituto de Geociências: Contribuições, Ed. Comunicação e Identidade, Porto Alegre, p. 96-123. 2007.*

HARTMANN, L. A.; BITENCOURT, M. F.; SANTOS, J. O. S.; MCNAUGHTON, N. J.; RIVERA, C. B.; BETIOLLO, L. **Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology.** *Journal of South American Earth Sciences, Amsterdam*, v. 16, p. 477-492, 2003.

HARTMANN, L. A.; SANTOS, J. O. S.; LEITE, J. A. D.; PORCHER, C. C.; MCNAUGHTON, N. J. **Metamorphic evolution and U-Pb zircon SHRIMP geochronology of the Belizário ultramafic amphibolite, Encantadas Complex, southernmost Brazil.** *Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro*, v. 75, n. 3, p. 393-403, 2003.

HARTMANN, L. A.; LEITE, J. A. D.; SILVA, L. C.; REMUS, M. V. D.; MCNAUGHTON, N. J.; GROVES, D. I.; FLETCHER, I. R.; SANTOS, J. O. S.; VASCONCELLOS, M. A. Z. **Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil.** *Australian Journal of Earth Sciences, Australia*, v. 47, n. 5, p. 829-844, 2000.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M.. **The Ribeira Fold Belt.** *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4):257-266, 1975.

HEISKANEN, W.; MORITZ, H. -1967 - *Physical Geodesy*. W. H. Freeman and Company, San Francisco, 364pp.

HOLZ, M.; KALKREUTH, W.; ROLIM, S. B. A. **Extension of the Parana Basin to offshore Brazil: Implications for coalbed**. *Marine and Petroleum Geology*, p. 1119 - 1132, 2010.

HOLZ, M. (Org.); De Ros, L. F. (Org.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. 2. ed. Porto Alegre: Centro de Investigações do Gondwana, Instituto de Geociências, UFRGS. 444 p., 2000.

ISSLER, R.S. **Bacia Periférica Camaquã-Itajaí: elemento tectônico desenvolvido pela tectônica de placas**. *In: SBG, Simp. Sul-Brasileiro de Geol., 2, Atas, 2:184-198, 1985.*

ISSLER, R.S. **Evolução crustal da Faixa Arco-Fossa Tijucas e Faixa Magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano**. *In: SBG, Simp. Sul-Brasileiro de Geol., 1, Atas, 1:19-36, 1983.*

ISSLER, R.S. **Evento geodinâmico Brasileiro – fechamento de oceano e colisão continental dos crátons Rio de la Plata e Dom Feliciano: granitos a duas micas e ofiolitos**. *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 32, Anais, 1:24-29, 1982.*

JANIKIAN, L. **Seqüências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho, Subgrupo Camaquã, Rio Grande do Sul, 2004.**

JOST, H. **Sedimentação e Vulcanismo durante o Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul; uma revisão**. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Anais, v. 7, p. 3242-3257, 1984.*

JOST, H.; BITERN COURT, M.F. **Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos de Tijuca no Rio Grande do Sul**. *Acta Geológica Leopoldencia, v. 4, n. 7, p. 27-60, 1980.*

KANE, M. F. **A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer**, *Geophysics*, vol. 27, no. 4, 1962.

KELLOG, O.D. **Foundations of Potential Theory**, Dover, New York, 1954.

KALKREUTH, W. ; HOLZ, M.; CASAGRANDE, J. ; CRUZ, R. F.; OLIVEIRA, T.; KERN, M.; LEVANDOWSKI, J.; ROLIM, S. B. A. **O Potencial de Coalbed Methane (CBM) na jazida da Santa Terezinha modelagem 3D e avaliação do poço de exploração CBM001-ST-RS**. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, p. 3-17, 2008.

KAZMIERCZAK, T.S. **Mapeamento da Bacia do Camaquã com a utilização de dados geofísicos, geologia e sensoriamento remoto**. 110 f. Dissertação (Mestrado) Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS. 2006.

LAFEHR, T.R. **History of geophysical exploration - Gravity method: Geophysics**. 45, 1634 - 1639. 1980.

LEINZ, V.; BARBOSA, A.F.; TEIXEIRA, G.A. **Mapa Geológico Caçapava-Lavras**. Porto Alegre, Divisão de Produção Mineral da Secretaria de Agricultura, Indústria e Comércio, *Boletim*, 90:1-39, 1941.

LEITE, J.A.D.; HARTAMNN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; CHEMALE, F. **Shrimp U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal reworked terranes in southernmost Brazil**. *International Geology Reviews*, v. 40, p.688-705, 1998.

LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S. **The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism, southernmost Brazil**. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 11, p. 67-77, 1998.

LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S. **O magmatismo shoshonítico no Estado do Rio Grande do Sul: uma revisão**. *Pesquisas*, v. 19, p. 190-194, 1992.

LONGMAN, I.M. **Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun**. *In: J. Geoph. Res.*, 64, 2351-2355, 1959.

LOSS, E. L.; ROISENBERG, A. **Contribuição à caracterização geotectônica da seqüência sedimentar eo-paleozóica do Escudo sul-rio-grandense.** Revista Pesquisas, Porto Alegre, v. 1, p. 7-12, 1972.

LUIZ, J.G.; SILVA, L. M. C. **Geofísica de Prospecção.** Centro de Geociências/ Departamento de Geofísica. Belém – Universidade Federal do Pará. Vol. 1. 311 p., 1995.

MACHADO, R.; SAYEG, H. S. **Aplicação da análise geométrica e cinemática nos falhamentos que condicionaram a bacia molássica do Arroio Boici, RS.** In: I WORKSHOP DE BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1992, São Leopoldo. Boletim de resumos expandidos, SBG/UNISINOS: p. 73-76, 1992.

MACHADO, R.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S. **Deformações brasileiras do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai.** In: 5 SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Atas, v. 2, p. 911-919, 1987.

MARCONATO, A.; ALMEIDA, R. P.; SANTOS, M.G.M.; NÓBREGA, J. E. S.; SOUSA, R. B. **Alluvial-eolian interaction in a Cambrian rift margin: Pedra das Torrinhas and Pedra Pintada formations (Guaritas Group, RS).** Anais da Academia Brasileira de Ciências, 81(4): 819-836, 2009.

MARCONATO, A. **A Influência da evolução de altos estruturais em sucessões aluviais: exemplos do Eodiacarano e do Cambriano da Bacia do Camaquã (RS).** Dissertação (Mestrado). Universidade de São Paulo. São Paulo, SP, 2010.

MCGUIRE, T. **Earth Science: The Physical Setting.** New York, AMSCO, 123 p., 1998.

MENEGAT, R.; FERNANDES, L. A. D. **A reappraisal of the nature and age of the late-orogenic basin of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt in southern Brazil.** Tectonic Studies Group Annual Meeting. Leeds, UK. 2001.

MESQUITA, M. J. M.; FERNANDES, L.A.D. **Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (região de Quitéria-Capivarita).** *Acta Geológica Leopoldensia*, 30:55-74. 1990.

MOONEY, W.D.; LASKE, G.; MASTERS, G. **CRUST 5.1: A global crustal model at 5°x5°.** *J. Geophys. Res.*, 103, 727-747, 1998.

NAGY, D. **The Gravitational Attraction of a Right Rectangular Prism.** *Geophysics*, v. 31, no. 2. p. 362-371, 1966.

NETTO, R. G.; PAIM, P.S.G.; ROSA, C.L.M. Informe preliminar sobre a ocorrência de traços fósseis nos sedimentos das bacias do Camaquã e Santa Bárbara. In: I Workshop sobre as Bacias Molássicas Brasileiras, UNISINOS, 90-96, 1992.

NÓBREGA, J. E. S.; SAWAKUCHI, A. O.; ALMEIDA, R. P. **Minerais pesados das porções média e superior do Grupo Guaritas (Eocambriano, RS): considerações sobre a proveniência sedimentar.** *Revista Brasileira de Geociências*. 38 (3), p. 554-565, 2008.

NOGUEIRA, F.C.C.; OLIVEIRA, M.S.; DE CASTRO, D.L. **Estudos magnético e gravimétrico do arcabouço estrutural da bacia Rio do Peixe - PB.** *Revista de Geologia (Fortaleza)*, Fortaleza - CE, v. 17, n. 1, p. 74-87, 2004.

OLIVEIRA, L. D.; KOESTER, E.; SOLIANI Jr., E. **Geoquímica das rochas graníticas pós-transcorrentes da região de Porto Alegre e Viamão, RS.** *Geoquímica Brasiliensis*, v. 15, n. 2, p. 65-92, 2001.

OLIVEIRA, J. M. M. T.; FERNANDES, L. A. D. **Estágios finais da evolução do Cinturão Dom Feliciano: Tectônica e Sedimentação da Formação Arroio dos Nobres.** In: SBG, SNET, 3, Rio Claro. Boletim de Resumos Extensos: p. 58-59, 1991.

OLIVEIRA, J. M. M. T.; FERNANDES, L. A. D. **Bacias molássicas Brasileiras: mito ou realidade.** In: Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras, 1, Boletim Especial de Resumos Expandidos: p. 97-105, 1992.

OLIVEIRA, C. H. E. **Contribuição à Evolução Estrutural da Bacia do Camaquã, RS.** Monografia (Graduação). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS, 2010.

PAIM, P.S.G.; CHEMALE Jr. F.; LOPES, R.C. A Bacia do Camaquã. *In:* Holz M.; De Ros L. F. (eds.) **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 231-274, 2000.

PAIM, P. S. G.; LOPES, R. C.; CHEMALE JR, F. **Aloestratigrafia, Sistemas Depositionais e Evolução Paleogeografica da Bacia do Camaquã - Vendiano Superior/Ordoviciano Inferior do RS.** *In:* VI SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Porto Alegre. Boletim de Resumos Expandidos (Palestras). PORTO ALEGRE : Sociedade Brasileira de Geologia, p. 39-50, 1995.

PAIM, P. S. G. **Architectural Element Analysis of an Ephemeral Fluvial System (Cambro-Ordovician of Southern Brazil).** *In:* 32nd British Sedimentological Research Group Annual Meeting, Manchester. BSRG Abstract Volume. Manchester - Inglaterra. p. 93-93, 1993.

PAIM, P.S.G. **Depositional Systems and Paleogeographical Evolution of the Camaquã and Santa Bárbara Basins, Brazil.** Phil. Doctor Thesis, Oxford. v.I, 277 p., 1994.

PAIM, P. S. G. **Alluvial Palaeogeography of the Guaritas Depositional Sequence of Southern Brazil.** Special Publication Of The International Association of Sedimentologists, Oxford - Inglaterra, v. 22, p. 3-16, 1995.

PAIM, P. S. G.; LOPES, R. C.; CHEMALE JR, F. **Stratigraphic Framework and Depositional Systems of the Camaqua Basin (Upper Vendian To Lower Ordovician) of Southern Brazil.** *In:* Geology and Mineralization in the south western corner of Africa, Stellenbosh. Abstracts. Stellenbosh - South Africa, p. 35-37, 1995.

PELOSI, A.P.M.R. **Evolução paleogeográfica do Grupo Maricá, Neoproterozóico pré-600 Ma do Rio Grande do Sul.** Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 2005.

PHILIPP, R. P.; MASSONNE, H.; CAMPOS, R. S. **Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite: record of Neoproterozoic collision and generation of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil.** Gondwana Research, 2011.

PHILIPP, R. P.; LUSA, M.; NARDI, L. V. S. **Geochemistry and petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil: a Paleoproterozoic continental-arc magmatism.** Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 80, p. 735-748, 2008.

PHILIPP, R. P.; MACHADO, R.; CHEMALE Jr., F. **Reavaliação e novos dados geocronológicos sobre o Batólito Pelotas: implicações petrogenéticas e idade das zonas de cisalhamento.** Boletim IG-USP. Série Científica, São Paulo, v. 3, p. 71-84, 2003.

PHILIPP, R. P.; MACHADO, R.; CHEMALE JR., F. **A Geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil.** In: Ianuzzi, R.; Frantz, J.C.; (Org.). 50 anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. 1 ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO. IG-UFRGS, v. 1, p. 59-77, 2007.

PHILIPP, R. P.; MACHADO, R. **The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, Londres, v. 19, p. 461-478, 2005.

PHILIPP, R. P.; MACHADO, R.; NARDI, L. V. S.; LAFON, J. M. **O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional.** Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 32, n. 2, p. 277-290, 2002.

PHILIPP, R. P.; MACHADO, R. **Suítes Graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrológicos.** Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 31, n. 3, p. 257-268, 2001.

PHILIPP, R. P.; NARDI, L. V. S.; BITENCOURT, M. F. **O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul.** In: Michel Holz; Luis Fernando de Ros. (Org.). Geologia do Rio Grande do Sul. 1 ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS, v. 1, p. 133-160, 2000.

PHILIPP, R. P. **A Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul.** São Paulo, Tese de Doutorado, 255p. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1998.

PHILIPP, R. P.; MESQUITA, M. J. M.; GOMES, M. E. B.; ALMEIDA, D. P. M. **Reconhecimento estrutural e geoquímico dos granitóides Brasileiros na região de Pelotas, RS.** Revista Pesquisas, Porto Alegre, v. 20, n. 1, p. 3-13, 1993.

Philipp, R. P. **Geologia e Petroquímica dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS.** Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 231p. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1990.

REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; GROVES, D. I.; REISCHL, J. L. **Distal Magmatic Hydrothermal Origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb-Zn (Cu-Ag) Deposits, southern Brazil.** Gondwana Research, Japão, v. 3, n. 2, p. 155-174, 2000.

REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R.. **Zircon SHRIMP U/Pb dating and Nd isotope data of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence for an Archaean/Paleoproterozoic basement.** In: II International Symposium on Granite and Associated Mineralizations, 1997, Salvador, BA. Extended Abstracts and Program, v. 1. p. 271-272, 1997.

RIBEIRO, M.; FANTINEL, L. M. **Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I tabulação de distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul.** Iheringia, Série Geologia, Porto Alegre, n. 5, p. 19-54, 1978.

RIBEIRO, M.; BOCCHI, P. R.; FIGUEIREDO FILHO, P. M. de; TESSARI, R. I. **Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS, Brasil.** Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM, Rio de Janeiro, Boletim 127, 232 p., II mapa, 1966.

RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste Brasileiro.** São Paulo. 256 p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da USP), 1989.

ROLIM, S. B. A.; HOLZ, M.; KUCHLE, J.; CASAGRANDE, J.; REIS, P. D.; MURICY, A. **Revalidação de dados Geofísicos de campo potencial da Bacia de Pelotas, RS.** In: 44 Congresso Brasileiro de geologia, 2008, Curitiba. 44 Congresso Brasileiro de geologia, 2008.

ROLIM, S. B. A. **Resposta Geofísica dos Depósitos de Ouro da Porção Central do Quadrilátero Ferrífero, MG.** São Paulo. 290 p. Tese (Doutorado). Universidade Estadual de Campinas. Campinas, SP, 2001.

ROBERTSON, J. F. **Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, state of Rio Grande do Sul, Brazil.** Notas e Estudos, v. 1, n.2, p. 41-54, 1996.

SAALMANN, K.; HARTMANN, L. A.; REMUS, M. V. D; KOESTER, E; CONCEIÇÃO, R. V. **Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata Craton.** Precambrian Research, v. 136, p. 159-175, 2005.

SAYEG, H. S. **Evolução Geológica Brasileira da região do Arroio Boici, RS.** 103 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 1993.

SAYEG, H. S., FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; FAMBRINI, G. L. **A bacia transcorrente brasileira do Vale do Arroio Boici no contexto da Antefossa Arroio dos Nobres, RS.** Boletim, IG-USP (Série Publicação Especial). v. 12, p. 103-104, 1992.

SAZHINA, N.; GRUSHINSKY, N. **Gravity Prospecting.** Moscow: Mir Pub. 1971.

SCHERER, C. M. S.; PAIM, P. S. G.; MELO, M. A. **Estratigrafia de alta resolução em sucessões flúvio-eólicas: O Exemplo do Alogruppo Guaritas (Bacia do Camaquã) na localidade de Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil.** In: Anais do I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias. Porto Alegre: UFRGS, 2003. v. 1. p. 99-104, 2003.

SHUKOWSKY, W.; VASCONCELLOS, A. C. B. C.; MANTOVANI, M. S. M. **Estruturação dos terrenos pré-Cambrianos da região sul do Brasil e oeste do Uruguai: Um estudo por modelamento gravimétrico.** Revista Brasileira de Geofísica, 9(2):275-287, 1991.

SILVA, L. C.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. **Shrimp U/PB zircon dating of Neoproterozoic granitic magmatismo and collision in the Pelotas Batholith, Southernmost Brazil.** International Geology Review, v. 41, p. 531-551, 1999.

SOMMER, C. A. **O Vulcanismo neoproterozóico do Platô da Ramada, região de Vila Nova do Sul, RS.** Tese (Doutorado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS, 2003.

SOMMER, C. A.; LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S. **Evolução Do Vulcanismo Alcalino da Porção Sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito, RS.** Revista Brasileira de Geociências, v. 29, n. 2, p. 245-254, 1999.

SOLIANI JR., E. **Os dados geocronológicos do Escudo Sul-riograndense e suas implicações de ordem geotectônica.** 425 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 1986.

SOUZA-LIMA, W.; HANSI JR., G. P. **Bacias sedimentares brasileiras: Origem, evolução e classificação.** Phoenix (Aracaju), Aracaju, v. 49, p. 1-4, 2003.

TALWANI, M.; HEIRTZLER, JR. **Computation of gravity anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shapes.** Geological Sciences, 1(9): 464-480, 1964.

TALWANI M.; EWING, M. **Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape.** Geophysics 24: 203-225, 1960.

TALWANI, M.; WORZEL, J. L.; LANDISMAN, M. **Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with the application to the Mendocino submarine fracture zone.** Journal of Geophysics Research, 64: 49-59, 1959.

TEIXEIRA, G.; GONZALEZ, M. **Minas de Camaquã, Município de Caçapava do Sul, RS.** Principais depósitos minerais do Brasil, cap. 3, p. 33-44, 1988.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. **Applied geophysics.** Second Edition. Cambridge: Cambridge University Press, 770 p., 1990.

TORGE, W. **Gravimetry.** Walter de Gruyter, Berlin., 1989.

XAVIER, M. B. **Deteção de Erros Grosseiros em Banco de Dados Gravimétrico Terrestre do Rio Grande do Sul com Integração de Dados Orbitais e Caracterização Geofísica.** Dissertação de Mestrado. Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento remoto e Clima, 2009.

XAVIER, M. B.; ROLIM, S. B. A.; PREISSLER, A. G. **Deteção de erros grosseiros em banco de dados gravimétrico terrestre do Estado do Rio Grande do Sul.** In: 11th International Congress of Brazilian Geophysical Society, 2009, Salvador. 11th International Congress of Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro: SBGf, v. 1. p. 1-5, 2009.

ZERFASS, H.; ALMEIDA, D. D. P. M.; GOMES, C. H. **Faciology of the Acampamento Velho Formation volcanic rocks (Camaquã Basin) in the region of Serra de Santa Bárbara, Cerro do Perau and Cerro do Bugio (Municipality of Caçapava do Sul - RS).** Revista Brasileira de Geociências, Brasil, v. 30, n. 3, p. 375-379, 2000.

WERNICK, E.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. **As regiões de dobramentos nordeste e sudeste.** *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Anais, v. 6, p.2493-2506, 1978.

WILDNER, W.; HAMGRAB, G. E. **Diorito Capim Branco.** *In:* XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1994, Camboriú - SC, 1994.

WILDNER, W.; LIMA, E. F.; CAMOZZATO, E.; LOPES, R. C. **Vulcanismo Neoproterozóico - Cambriano no Rio Grande do Sul: estratigrafia e aspectos texturais.** Terra em Revista, v. 3, p. 19-27, 1997.

WILDNER, W.; NARDI, L. V. S.; LIMA, E. F. **Post-collisional alkaline magmatism on the Taquarembó Plateau: A well-preserved Neoproterozoic-Cambrian volcano-plutonic association in southern Brazil.** International Geology Review, Maryland-USA, v. 41, n. 12, p. 1082-1098, 1999.