

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO DO LITORAL MÉDIO DO
ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL: PARTE CENTRAL EMERSA DA
BACIA DE PELOTAS**

ROBSON DOS SANTOS AQUINO

Porto Alegre – 2017

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO DO LITORAL MÉDIO DO ESTADO DO RIO
GRANDE DO SUL: PARTE CENTRAL EMERSA DA BACIA DE PELOTAS

ROBSON DOS SANTOS AQUINO

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jair Weschenfelder

COORIENTADORA – Profa. Dra. Maria Luiza Correa da Camara Rosa

BANCA EXAMINADORA

Dr. Antonio Flávio Uberti Costa – AFC Geofísica, Porto Alegre - RS

Prof. Dr. Iran Carlos Stalliviere Corrêa – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio
Grande do Sul

Prof. Dr. Jairo Francisco Savian – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio
Grande do Sul

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de
Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2017

CIP - Catalogação na Publicação

AQUINO, ROBSON DOS SANTOS
LEVANTAMENTO GRAVIMETRICO DO LITORAL MEDIO DO
ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL: PARTE CENTRAL EMERSA DA
BACIA DE PELOTAS / ROBSON DOS SANTOS AQUINO. --
2017.
91 f.

Orientador: Jair Weschenfelder.
Coorientadora: Maria Luiza Correa da Camara Rosa.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto
Alegre, BR-RS, 2017.

1. Bacia de Pelotas. 2. Gravimetria. 3. Herança
geológica. 4. Anomalia Bouguer. I. Weschenfelder,
Jair, orient. II. Correa da Camara Rosa, Maria
Luiza, coorient. III. Título.

DEDICATÓRIA



À minha filha Joana Riberg Aquino,
dedico este para ser um bom exemplo,
e que tenha orgulho do seu pai.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Ao Instituto de Geociências. Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências. Ao Departamento de Geodésia. A todos meus colegas servidores técnicos administrativos do Instituto de Geociências, e os colegas, alunos e professores do Departamento de Geodésia que de alguma forma contribuíram para concretização deste trabalho. Ao orientador, Prof. Dr. Jair Weschenfelder, que se prontificou de forma voluntária pela orientação desta dissertação, e junto com o Prof. Dr. Iran Carlos Stalliviere Corrêa, que disponibilizaram recursos para a concretização dos últimos trabalhos de campo. À querida Prof.^a Dr.^a Maria Luiza Correa da Camara Rosa, pela orientação, auxílio no processamento e interpretação dos dados. Ao diretor do Instituto de Geociências, Prof. Dr. André Sampaio Mexias por disponibilizar a logística de campo, cedendo uma camionete tracionada que foi essencial para completar o último campo. Aos meus companheiros de campanhas de campo: os geólogos Roberto Salomoni, Adriane Preissler, Eduardo Bortolin e o Prof. Gilberto Gagg. À geofísica Mara Lia Dias Cavalheiro e o geógrafo Éder Luiz da Silva Rodrigues, pela ajuda na formatação do texto e de figuras. Aos professores Ricardo Baitelli, Iran Carlos Stalliviere Corrêa, Jorge Luiz Barbosa da Silva e Elírio Toldo Jr., pelo incentivo e ajuda na bibliografia. Aos meus pais (*in memoriam*) Mariana dos santos Aquino e José Bráulio Correa Aquino por todos os ensinamentos que me permitiram chegar até aqui. Às minhas irmãs Rosane e Rosele e meus sobrinhos. À minha companheira Silvana Riberg. Aos familiares, amigos e colegas.

A todos, minha gratidão!

“Se eles são Exu
Eu sou Yemanjá,
Se eles matam bicho,
Eu tomo banho de mar”
Lado B lado A
O Rappa

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	13
1.1	Objetivo	13
1.2	Localização da Área de Estudo.....	14
1.3	Trabalhos Anteriores.....	15
2	CONTEXTO GEOLÓGICO	21
2.1	Escudo Sul-Rio-Grandense.....	22
2.2	Bacia do Paraná	23
2.3	Bacia de Pelotas	24
2.3.1	Província Costeira do RS.....	26
2.3.2	Estratigrafia da Bacia de Pelotas	30
2.3.3	Arcabouço Estrutural da Bacia Pelotas	32
2.3.4	Evolução Tectônica da Bacia de Pelotas	35
3	MATERIAIS E MÉTODOS.....	38
3.1	Método Gravimétrico.....	38
3.1.1	Lei da Atração Gravitacional.....	38
3.1.2	Potencial Gravitacional.....	40
3.1.3	Superfície Equipotencial.....	40
3.1.4	Forma da Terra	41
3.2	Gravímetros	42
3.2.1	Gravímetros Absolutos	42
3.2.2	Gravímetros Relativos Analógicos.....	43
3.2.3	Gravímetros Relativos Digitais	45
3.3	Reduções Gravimétricas	47
3.4	Densidade dos Materiais Terrestres	50
3.5	Levantamento Gravimétrico	50
3.6	Sistema de Posicionamento 3D por Satélites Artificiais.....	52
3.6.1	Princípios.....	52
3.6.2	Instrumentos	55
4	AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS	56
4.1	Gravimetria	57
4.2	Sistema de Navegação Global por Satélite (GNSS)	59
5	RESULTADOS	61
5.1	Mapa de Anomalia Bouguer	61
5.2	Separação Regional e Residual.....	63
5.3	Mapa da Anomalia Bouguer do Campo Regional	64
5.4	Mapa da Anomalia Bouguer do Campo Residual	65
5.5	Análise dos Perfis e Denominação das Anomalias Gravimétricas	67
6	DISCUSSÃO.....	70
7	CONCLUSÕES	82
8	REFERÊNCIAS	84

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Mapa de localização da área de estudo	14
Figura 2- Esquema da evolução morfológica da PCRS na região norte	15
Figura 3- Mapa do embasamento magnético da Bacia de Pelotas	17
Figura 4- Contato entre a crosta continental e a crosta oceânica interpretado e a posição das anomalias magnéticas	18
Figura 5- Compartimentação geomorfológica da PCRS	21
Figura 6- Mapa Geológico do Cinturão Dom Feliciano.....	22
Figura 7- Mapa geológico da Bacia do Paraná.....	23
Figura 8- Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná.....	24
Figura 9- Perfil esquemático da Bacia de Pelotas ilustrando a posição de anomalias magnéticas que definem o contato entre a crosta oceânica e continental.....	25
Figura 10- Mapa geológico simplificado da PCRS	27
Figura 11- Perfil esquemático, transversal aos sistemas laguna-barreira.....	28
Figura 12- Carta estratigráfica da Bacia de Pelotas.....	32
Figura 13- Mapa com as principais estruturas da Bacia de Pelotas.....	33
Figura 14- Perfil sísmico das cunhas de rochas vulcânicas basálticas falhadas.....	37
Figura 15- Gravímetro absoluto Microg-LaCoste FG5.....	43
Figura 16- Gravímetro relativo analógico LaCoste & Romberg.....	44
Figura 17- Gravímetro relativo digital SCINTREX CG-3	46
Figura 18- Princípios do funcionamento do Gravímetro SCINTREX CG-3	46
Figura 19- Gravímetro SCINTREX CG-5	47
Figura 20- Componentes do sistema GPS (Friedmann, 2008).....	54
Figura 21- Mapa de localização das estações gravimétricas do estudo em questão.....	56
Figura 22- Biblioteca pública de Osório, no detalhe a RN do exército (Cruz, 2006).	58
Figura 23- Estação SAT 91976 do IBGE em Mostardas, onde foi usada como base.	58
Figura 24- Detalhe da fixação da antena do receptor GPS no veículo	60
Figura 25- Relação entre altitude elipsoidal, altitude ortométrica e altura geoidal.....	60
Figura 26- Modelo do arquivo de saída do processamento no GEOSOFT	61
Figura 27- Mapa da anomalia Bouguer da área de estudo	62
Figura 28- Espectro de potência para as anomalias Bouguer da área de estudo.	63
Figura 29- Mapa da anomalia Bouguer do campo regional.	65
Figura 30- Mapa da anomalia Bouguer do Campo residual.....	66

Figura 31- Mapa de Anomalia Bouguer e perfis gerados sobre as anomalias	67
Figura 32- Perfil gerado sobre a anomalia Bouguer APA- Anomalia Ponta do Anastácio	68
Figura 33- Perfil gerado sobre a anomalia Bouguer APSS- Anomalia Ponta São Simão.....	68
Figura 34- Perfil gerado sobre a anomalia Bouguer ABE- Anomalia Bojuru-Estreito.....	68
Figura 35- Perfil gerado sobre a anomalia Bouguer ARG - Anomalia Rio Grande.....	69
Figura 36- Mapa de lineamentos do embasamento com mapa de anomalia Bouguer	69
Figura 37- Dados de PST (Porcentagem de Sódio Trocável) que rege a classificação salínica dos solos, os quais coincidem com a presença do paleovale do rio Jacuí.....	71
Figura 38- Mapa da anomalia Bouguer do Campo residual integrado com Paleocanais	72
Figura 39- Mapa de contorno das concentrações de carvão sobre mapa de anomalia Bouguer residual da região de Osório, RS..	73
Figura 40- Mapa aeromagnetométrico do campo total da região.....	75
Figura 41- Mapa de anomalia gravimétrica a partir dos dados altimétricos dos satélites <i>CryoSat-2</i> e <i>Jason-1</i> da região destacando a Anomalia Ponta São Simão e a Anomalia Lagoa Mirim.	76
Figura 42- Ilustração da seção sísmica strike 0034-0005 caracterizando a região da Zona de Fratura do Chuí, Baixo de Mostardas e Arco de Torres.....	77
Figura 43- Modelo esquemático que sugere um padrão para o desenvolvimento da inclinação da superfície do embasamento cristalino e tenta explicar a origem das zonas de charneira na Bacia de Pelotas.....	78
Figura 44- Mapa de localização do Lineamento Pelotas (BR-41).....	80
Figura 45- Perfil geológico esquemático destacando o valor e as anomalias gravimétricas estudadas e sua possível correlação com a topografia do embasamento, litologia e feições estruturais	81

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Equivalência do gal com a unidade representativa da aceleração no S.I.	42
Tabela 2- Densidade das principais rochas: S: sedimentares, I: ígneas, M: metamórficas	50
Tabela 3- Precisão e densidade aplicada a levantamentos gravimétricos	52
Tabela 4- Fontes de erros presentes no sistema NAVSTAR-GPS.....	54

LISTA DE EQUAÇÕES

$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2}$	Equação 1	39
$a_2 = \frac{F}{m^2} = \frac{G}{r^2}$	Equação 2.....	39
$F = G \frac{Mm_1}{R^2}$	Equação 3	39
$a = \frac{GM}{R^2}$	Equação 4	39
$a = G \int_v \frac{dM}{r^2}$	Equação 5	39
$g = G \int_v \frac{dM}{r^2} - \omega^2 l \cos \Phi$	Equação 6	40
$G(x,y,z) = -\Delta U(x,y,z)$	Equação 7.....	40
$U = -G \int_v \frac{dM}{r} + \frac{\omega^2 l^2}{2} = -G \cdot \int_v \frac{dM}{r} + \frac{\omega^2}{2} \cdot r_1^2 \cdot \cos^2 \theta$	Equação 8	40
$Eq U = -G \cdot \frac{M}{R} + \frac{\omega^2}{2} \cdot R^2 \cdot \cos^2 \theta$	Equação 9	41
$g = 978,031846(1 + 0,005278895 \sin^2 \Phi + 0,000023462 \sin^4 \Phi)$	Equação 10.....	42
$\delta g = C \times \delta l = C \times (E2 - E1)$	Equação 11.....	43
$C_L = 0,811 \sin^2 \Phi \text{ mGal/km}$	Equação 12	48
$C_{AL} = 0,3086h \text{ mGal}$	Equação 13	48
$C_B = 0,04192ph \text{ mGal/m}$	Equação 14	48
$H = h - N$	Equação 15	60

RESUMO

A origem e evolução da Bacia de Pelotas está diretamente relacionada com os processos tectônicos, que por sua vez, condicionam vários processos sedimentares. Assim, o estudo da compartimentação morfoestrutural é extremamente importante no seu entendimento evolutivo. O objetivo principal foi o levantamento gravimétrico terrestre da área de estudo, seu processamento e interpretação para posterior identificação de suas principais estruturas, assim como investigar a configuração morfoestrutural da porção central da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. O método do potencial gravimétrico (gravimetria) é amplamente usado na prospecção mineral, análise de bacias, e mapeamentos geológicos por causa do seu baixo custo e rapidez nos resultados e fornecem informação quanto a geologia e a delimitação de estruturas e descontinuidades geológicas, além de fornecer importantes informações a respeito do embasamento subjacente no caso de bacias sedimentares. A área de estudo escolhida para a aplicação da metodologia proposta compreende a parte emersa da Bacia de Pelotas, na região central da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, aproximadamente entre as latitudes 30° e 32°10'S e as longitudes 50°40' e 52°40'W; situa-se em uma área que abrange os municípios costeiros do litoral médio do Rio Grande do Sul entre os municípios de São José do Norte e Palmares do Sul. O principal resultado gerado foi mapas de anomalia Bouguer e seus derivados identificando quatro setores de anomalias distintas, evidenciados por altos e baixos gravimétricos e sua possível correlação com as feições estruturais do embasamento geradas ou reativadas por rifteamento proveniente da origem da Bacia de Pelotas. Futuramente, outros métodos geofísicos podem ser utilizados e integrados para contribuir com o modelo proposto neste estudo.

Palavras-chave: Bacia de Pelotas, Gravimetria, Herança geológica, Anomalia Bouguer.

ABSTRACT

The origin and evolution of the Pelotas Basin is directly related to tectonic processes, which in turn affect various sedimentary processes. Thus, the study of morphostructural compartments is extremely important in its evolution understanding. The main objective was the terrestrial gravimetric survey of the study area, its processing and interpretation for later identification of its main structures, as well as to investigate the morphostructural configuration of the middle portion of coastal plain Rio Grande do Sul. The method of gravity potential (gravity), is widely used in mineral prospecting, basin analysis, and geological mapping because of its low cost and speed of results and provide information about geology and delineation of structures and geological discontinuities, and provide essential information about the underlying basis in the case of sedimentary basins. The study area chosen for the implementation of the proposed methodology comprises the emerged part of the Pelotas Basin, in central Rio Grande do Sul coastal province, between latitudes 30° and $32^{\circ}10'S$ and longitudes $50^{\circ}4'$ and $52^{\circ}40'W$, in an area covering the coastal municipalities of the middle coast of Rio Grande do Sul State between the cities of São José do Norte and Palmares do Sul. The main results generated were Bouguer anomaly maps and derivatives by identifying four sectors of distinct anomalies highlighted by high and low gravity and its possible correlation with the structural features of the basement generated or reactivated by rifting related to Pelotas Basin origin. In the future, other geophysical methods can be used and integrated to contribute to the model suggested in this study.

Keywords: Pelotas Basin, Gravimetry, Geological heritage, Bouguer anomaly.

1 INTRODUÇÃO

O método do potencial gravimétrico (gravimetria) é amplamente usado na prospecção mineral, análise de bacias e mapeamentos geológicos devido ao seu baixo custo, rapidez nos resultados quanto à geologia e a delimitação de estruturas e discontinuidades geológicas, além de fornecer importantes informações a respeito do embasamento subjacente no caso de bacias sedimentares. As principais justificativas para a escolha da área de estudo são: a carência de dados geofísicos terrestres e a falta de estudos de uma estrutura importante desta bacia, o Baixo de Mostardas

A origem e evolução da Bacia de Pelotas, assim como as bacias vizinhas, Santos e Campos, estão diretamente relacionadas com os processos tectônicos, que por sua vez condicionam vários processos sedimentares. Assim, o estudo da compartimentação morfoestrutural através de métodos geofísicos é extremamente importante no seu entendimento evolutivo (Rosa, 2009).

Segundo Cardozo (2011) a Bacia de Pelotas não é considerada de grande potencial para hidrocarbonetos e carece de estudos mais aprofundados. O estudo dessa bacia é de fundamental importância para o entendimento dos processos iniciais de abertura e estruturação do Atlântico Sul.

A carência de dados de subsuperfície e geofísica que detalhem sua parte emersa impedem uma boa classificação e delimitação do arcabouço estratigráfico e estrutural da Bacia de Pelotas. Este trabalho visa trazer novos dados geofísicos para melhor entendimento do arcabouço morfoestrutural da porção emersa da bacia marginal de Pelotas.

1.1 Objetivo

Este trabalho tem como objetivo o levantamento gravimétrico terrestre, seu processamento e interpretação dos dados para posterior identificação de suas principais estruturas de caráter regional da porção central da Planície Costeira do RS (PCRS), ampliando os conhecimentos das características litológicas e a profundidade e topografia do embasamento a partir da interpretação das anomalias gravimétricas e suas possíveis correlações com modelos estudados anteriormente na área pesquisada.

1.2 Localização da Área de Estudo

A área de estudo compreende a parte emersa da Bacia de Pelotas, na região central da PCRS, entre as latitudes 30° e $32^{\circ}10'$ S e as longitudes $50^{\circ}40'$ e $52^{\circ}40'$ W (Fig. 1). Situa-se em uma área que abrange os municípios costeiros do litoral médio do Estado do RS entre São José do Norte e Palmares do Sul. Os limites físicos são, ao norte, a estrada de acesso a localidade de Granja Vargas em Palmares do Sul, ao sul a foz da Lagoa dos Patos em São José do Norte, ao leste o Oceano Atlântico, e ao oeste a Lagoa dos Patos. As principais vias de acesso à área de estudo, partindo da grande Porto Alegre, são as rodovias estaduais RS-030 e RS-040, a rodovia federal BR-290 e a rodovia BR-101 Sul, que acompanha a faixa litorânea.

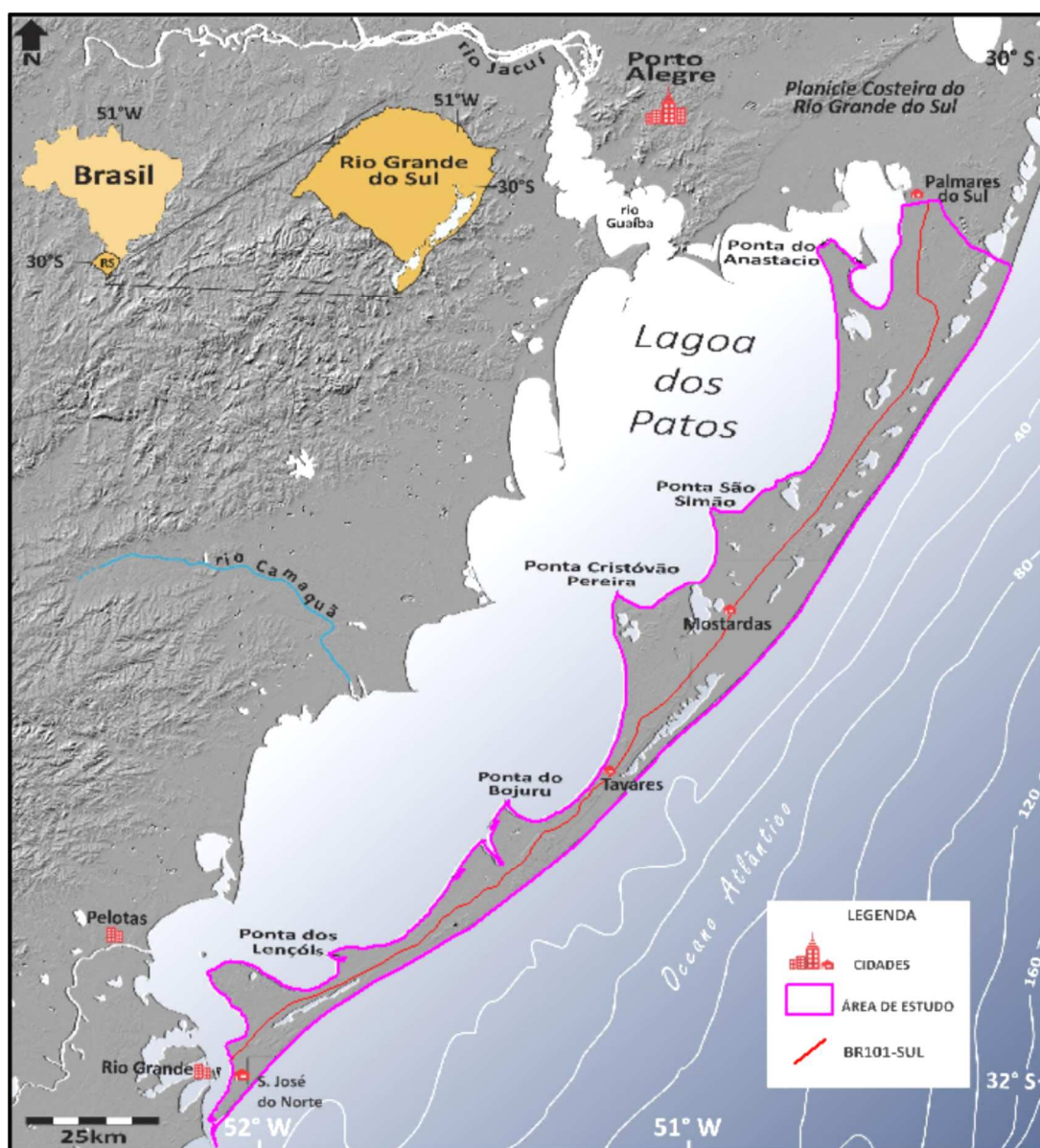


Figura 1- Mapa de localização da área de estudo (adaptado de Baitelli, 2012).

1.3 Trabalhos Anteriores

Os primeiros estudos geológicos realizados na bacia de Pelotas foram efetuados por White (1908), o qual descreveu amostras de testemunhos obtidos na região de Pelotas e as caracterizou como de idade Cretácea. Estudos com ênfase na evolução morfodinâmica foram desenvolvidos no início da década de 60, dos quais de caráter regional destaca-se o estudo executado por Delaney (1965), em que o autor descreve o conjunto de registros e caracteriza a evolução da planície costeira, reconhecendo feições estruturais afetando uma parte desta unidade (o Sistema de Falhas Coxilha das Lombas). Jost (1971) realizou um estudo sistemático através de mapeamentos geológicos de superfície da porção norte da PCRS sugerindo a modificação da coluna estratigráfica proposta por Delaney (1965), caracterizando eventos do quaternário como “*overlaps*” continental progressivo e marinho regressivo, além de contribuir com o estudo da evolução tectônica propondo a entidade Bacia de Porto Alegre (Fig. 2).

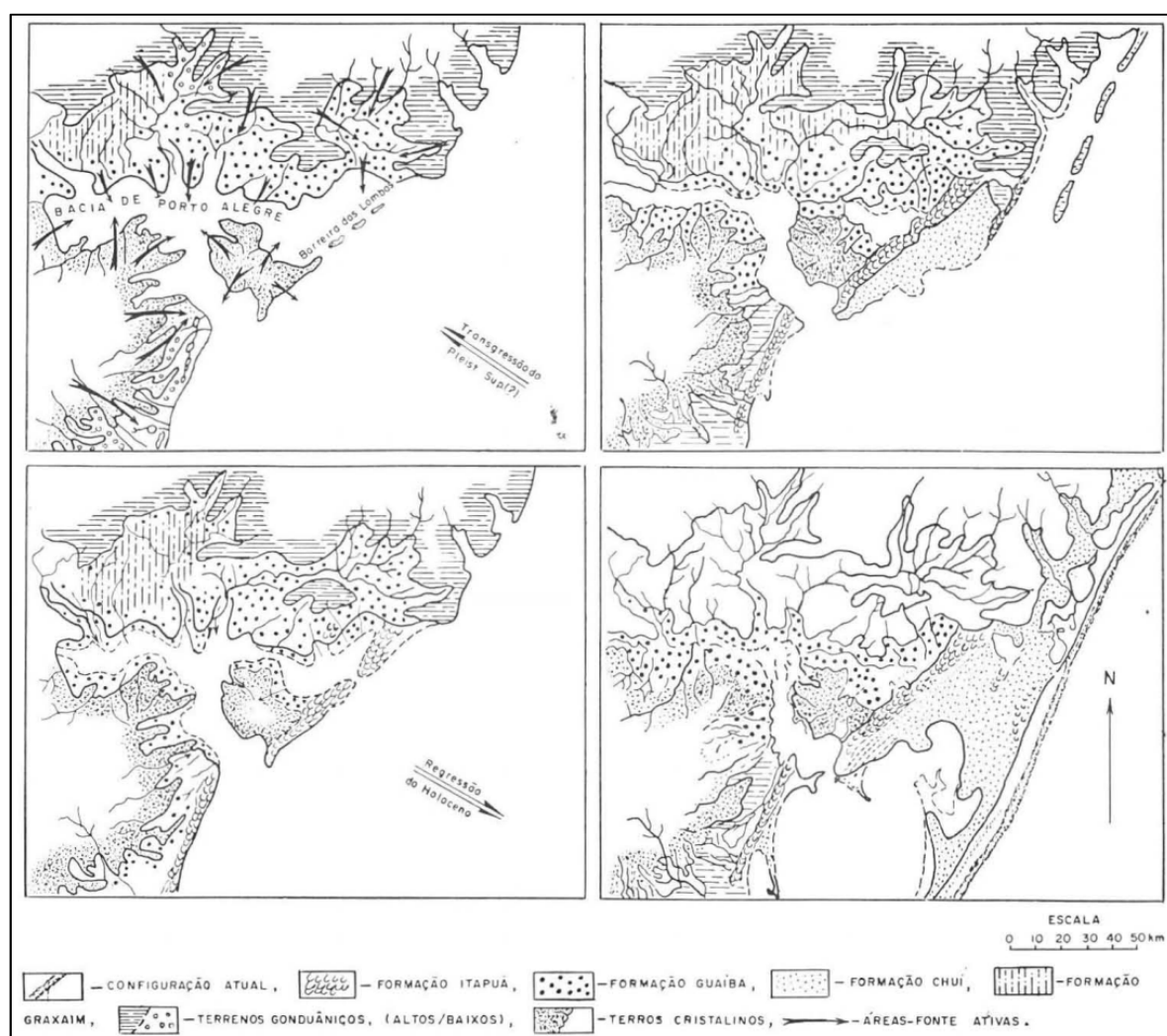


Figura 2- Esquema da evolução morfológica da PCRS na região norte (figura original de Jost, 1971).

Villwock (1972) fez a caracterização dos diferentes registros geológicos e sua correlação espacial e temporal, culminando com um modelo evolutivo de sistemas laguna-barreira onde são caracterizadas quatro fases principais de formação evolutiva.

Asmus & Paim (1986) caracterizaram a morfologia da PCRS como relacionada ao controle das estruturas pré-quadernárias da Bacia de Pelotas (o Baixo de Mostardas, os Arcos do Rio Grande e do Uruguai) que exerceriam sobre os processos sedimentares. O Baixo de Mostardas seria o responsável pela migração do depocentro da sedimentação quadernária para sul (onde hoje está a principal reentrância da planície, coincidente com o estuário da Lagoa dos Patos) e os arcos controlariam as saliências naquele setor. Ainda interpretaram uma feição triangular, aberta para o oceano, cuja seção longitudinal mostraria um escalonamento de linhas de charneira e zonas de ruptura associadas, sendo que uma delas, paleocênica, adentraria na PCRS e outra (albo-aptiana) estaria presente apenas na porção ocupada atualmente pela Plataforma Continental.

Em outro importante estudo, Villwock & Tomazelli (1995) fazem um apanhado do conhecimento e descrevem a área emersa da Bacia de Pelotas em termos de sistemas deposicionais e traçam sua evolução paleogeográfica. As unidades quadernárias da Província são caracterizadas como os termos “finais” da Bacia de Pelotas, instalada no paleocretáceo como consequência do processo de ruptura do Gondwana e subsequente abertura do Atlântico Sul. Ao longo de sua evolução, a Bacia de Pelotas acumulou mais de 10.000 metros de espessura de sedimentos essencialmente terrígenos. Os registros sedimentares no topo da coluna estão representados por leques aluviais e por sistemas deposicionais do tipo “laguna-barreira” (Barreiras I a IV), cuja evolução é correlacionada aos estágios isotópicos de oxigênio no Quadernário (Imbrie *et al.*, 1984; *apud* Villwock & Tomazelli, 1995) e remota a cerca de 400.000 anos antes do presente, estendendo-se até os dias atuais.

Os estudos geofísicos executados na Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis, na sua maioria de reconhecimento, são por métodos potenciais (gravimetria, magnetometria, elétricos) e métodos sísmicos de profundidade, geralmente feitos pela Petrobrás. Com relação a esses trabalhos, Celmis (1957) e Ghignone (1960) fizeram uma interpretação gravimétrica e magnetométrica da Bacia de Pelotas, sendo este último cinco perfis W-E na parte emersa e constatou que a espessura dos sedimentos não ultrapassa 1.400 metros, sendo que a porção central da bacia é mais profunda e a existência de um extenso paleovale na direção paralela ao eixo maior da bacia. Lotze (1962) e Evangelista (1964) executaram os primeiros levantamentos de resistividade elétrica, interpretando a profundidade do embasamento até a região de

Mostardas, que posteriormente foi confirmada com a perfuração do poço estratigráfico MOST-1. Prakla (1969; 1970), (Fig. 3) executou um levantamento aeromagnético na Bacia de Pelotas.

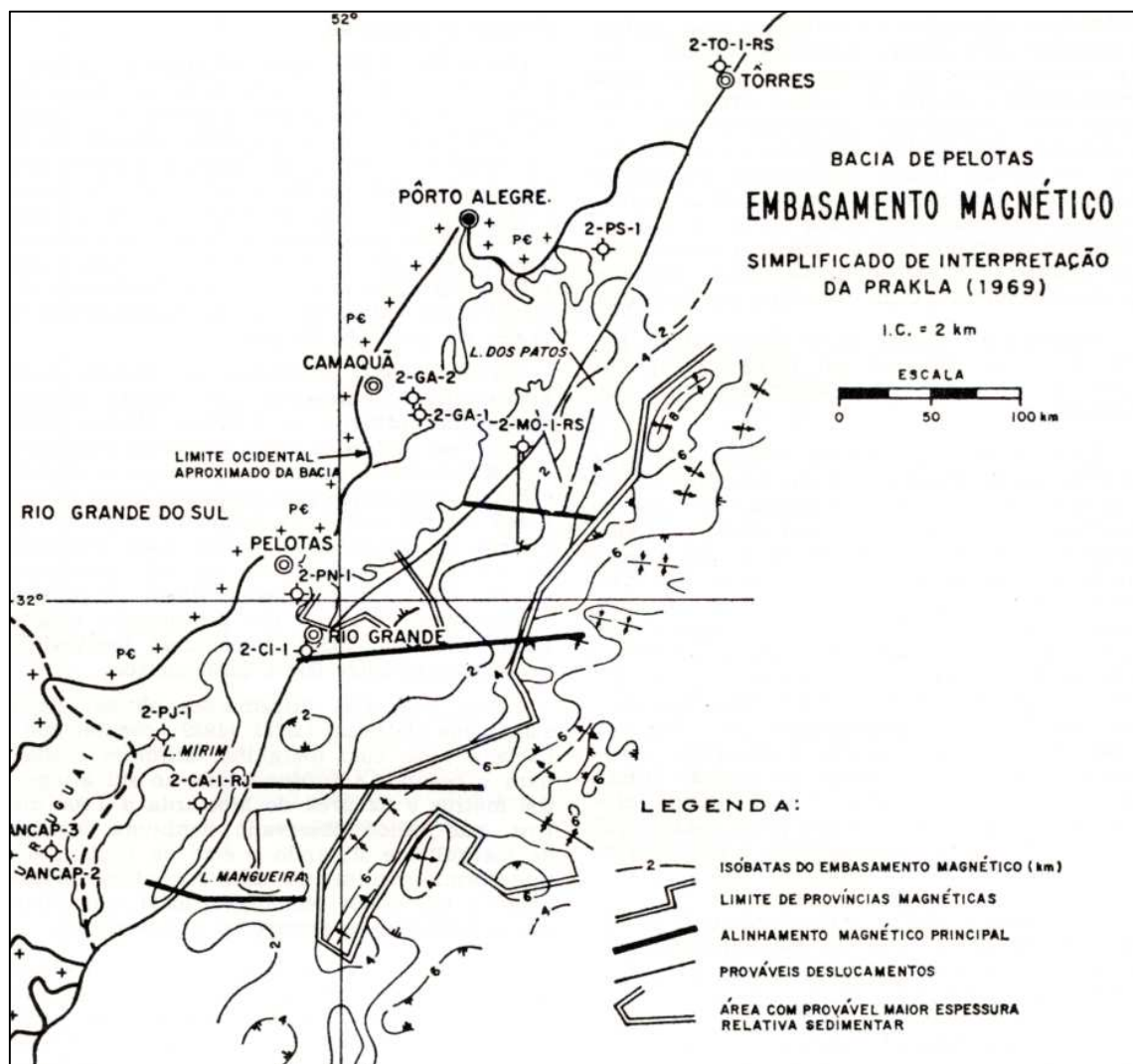


Figura 3- Mapa do embasamento magnético da Bacia de Pelotas interpretadas por Prakla (1969) apud Miranda (1970).

Rabinowitz & La Brecque (1979) interpretaram anomalias gravimétricas e magnéticas ao longo da margem continental sul-brasileira e identificaram a anomalia G como a mais antiga e mais próxima da costa, no qual marcaria o contato entre a crosta continental e a crosta oceânica (Fig. 4).

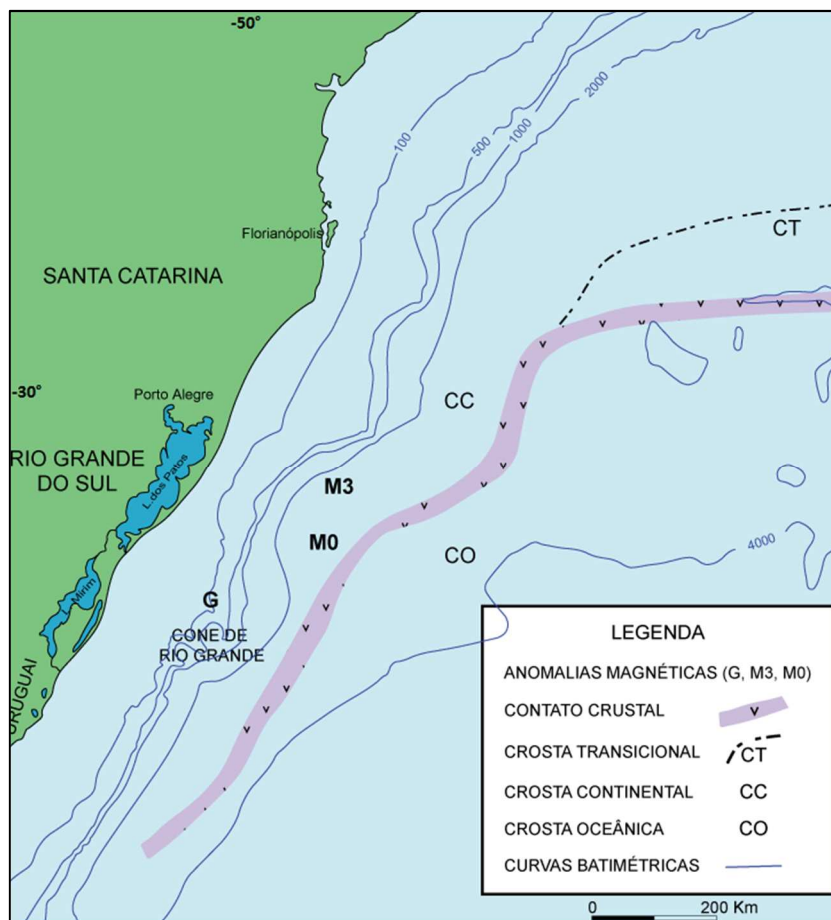


Figura 4- Contato entre a crosta continental e a crosta oceânica interpretado por Fontana (1996) e a posição das anomalias magnéticas de Rabinowitz & La Brecque (1979).

Dados geofísicos de sísmica de refração e reflexão foram utilizados por Bisol (1968), Miranda (1970), Leyden *et al.* (1971) e Kowsmann *et al.* (1977), sendo este último de maior relevância, pois caracterizou na posição da falha de Rio Grande o contato entre a crosta continental e a crosta oceânica. Gonçalves *et al.* (1979), através de análise sismoestratigráfica e de dados de testemunhos, descrevem oito unidades cronoestratigráficas informais para a Bacia de Pelotas. Os limites entre estas unidades coincidem com os episódios transgressivos mais evidentes e dividiram a coluna sedimentar em oito unidades cronoestratigráficas, identificando duas linhas de charneira, uma albo-aptiana e outra paleocênica, formadas por basculamento e ruptura da crosta após carregamento sedimentar, que segundo Braga & Della Favera (1978), são praticamente os mesmos limites dos principais ciclos de variação global no nível do mar estabelecidos por Vail & Mitchum Jr. (1977). Fontana (1996) realizou um estudo com análise sistemática de mais de 20.000 km de linhas sísmicas na Bacia de pelotas e do Alto de Florianópolis, associadas às informações de quatro furos de sondagem e dados gravimétricos e

magnéticos estimou a profundidade do embasamento, carga sedimentar, subsidência tectônica e o grau de estiramento litosférico.

Em trabalhos que usam o sensoriamento remoto como ferramenta podemos destacar Saadi (1993), que utilizou imagens de satélite e informações de campo para identificação, na porção emersa da Bacia de Pelotas, um lineamento com orientação NE-SW estendendo-se do nordeste da Lagoa dos Patos ao centro da Lagoa Mirim assim denominado Lineamento Pelotas, que é interpretado como uma falha com componentes transcorrente e normal, que possui algum tipo de atividade durante o Quaternário. Leite *et al.* (1999) usou dados de gravimetria marinha e altimetria por satélite no Atlântico Sul e foi observada uma resposta das principais feições estruturais da Bacia de Pelotas, tais como a porção Sul do Alto de São Paulo e o Cone de Rio Grande. Utilizando dados de altimetria e batimetria também de satélites, Rosa *et al.* (2007) realizou uma modelagem geomorfológica tridimensional na porção sul da Bacia de pelotas com ênfase no Cone de Rio Grande.

Silva (2009) analisou sete linhas sísmicas de reflexão com alta penetração e baixa resolução, sendo seis paralelas e uma perpendicular à linha de costa, situadas ao sul da Plataforma Sul-rio-grandense com objetivo de encontrar feições indicativas de paleodrenagem, detectando dois cânions submarinos localizados na borda do talude atual. Este sistema de drenagem foi um dos responsáveis pelo processo de denudação da Depressão Periférica do RS e também um dos principais meios de transporte e supridor de sedimentos da base do pacote sedimentar Cone do Rio Grande. O outro cânion está relacionado a um sistema de drenagem sudeste associado ao sistema drenagem com direção nordeste proveniente do Uruguai, cujas convergências das projeções se encontram no Baixo do Taim.

Em trabalhos recentes que utilizam metodologias semelhantes a este, na área de estudo, destacamos Cruz (2006) que realizou um levantamento gravimétrico na região de Osório e comparou com perfis de poços de sondagem utilizando estratigrafia de sequências, mapeando sills de diabásio e interpretou que a porção em estudo da Bacia do Paraná possui um escalonamento de sul para norte, com profundidades de embasamento aumentando nesta direção, com lineamentos de grande extensão associados, de orientações principais nordeste e noroeste. Rosa (2007; 2009) executou levantamentos com métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) de forma regional na região sul da PCRS e de forma detalhada na região do Banhado do Taim, contribuindo para a caracterização do embasamento e o reconhecimento de um magmatismo mesozoico (exemplo de margem vulcânica) na porção proximal à Bacia de Pelotas, sendo uma das explicações ao grande volume de argila encontrada na porção distal.

Constatou também que a feição denominada Anomalia Taim caracteriza uma área de captura de drenagens no qual contribui para o aporte de sedimentos na região do Cone de Rio Grande.

Cardozo (2011) realizou a integração de dados sísmicos, imagens de satélite e métodos potenciais para a caracterização do arcabouço estrutural da Bacia de Pelotas, da área emersa adjacente e a possível correlação da continuidade dos lineamentos continentais para dentro da Bacia. Gagg (2014) usou dados de gravimetria terrestre e de satélites e dados batimétricos e altimétricos da PCRS e plataforma continental adjacente para análise morfoestrutural da região da Bacia de Pelotas.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia de Pelotas está situada no extremo sul da Margem Continental Brasileira, e ocupa cerca de 200.000 km² na sua maior parte na região costeira e marinha do Estado do Rio Grande do Sul (RS), dos quais 40.000 km² na área emersa. Parte do pacote sedimentar que preenche a Bacia de Pelotas corresponde a Planície Costeira do RS (PCRS), que se assenta diretamente sobre o embasamento cristalino ou sobre sequências da Bacia do Paraná. O limite sul da bacia é o Alto de Polônio, no Uruguai, que a limita da Bacia de Punta Del Este. Para norte, o limite é a Plataforma de Florianópolis e a Dorsal de São Paulo, que a limita com a Bacia de Santos.

A morfologia da Planície Costeira do RS (Fig. 5) pode ser dividida em Terras Altas e Terras Baixas. As Terras Altas correspondem ao embasamento formado por rochas da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981), pertencentes ao Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense, e por rochas da Bacia do Paraná. As Terras Baixas são representadas pelas porções emersas (PCRS) e submersas da Bacia de Pelotas (Villwock, 1984).

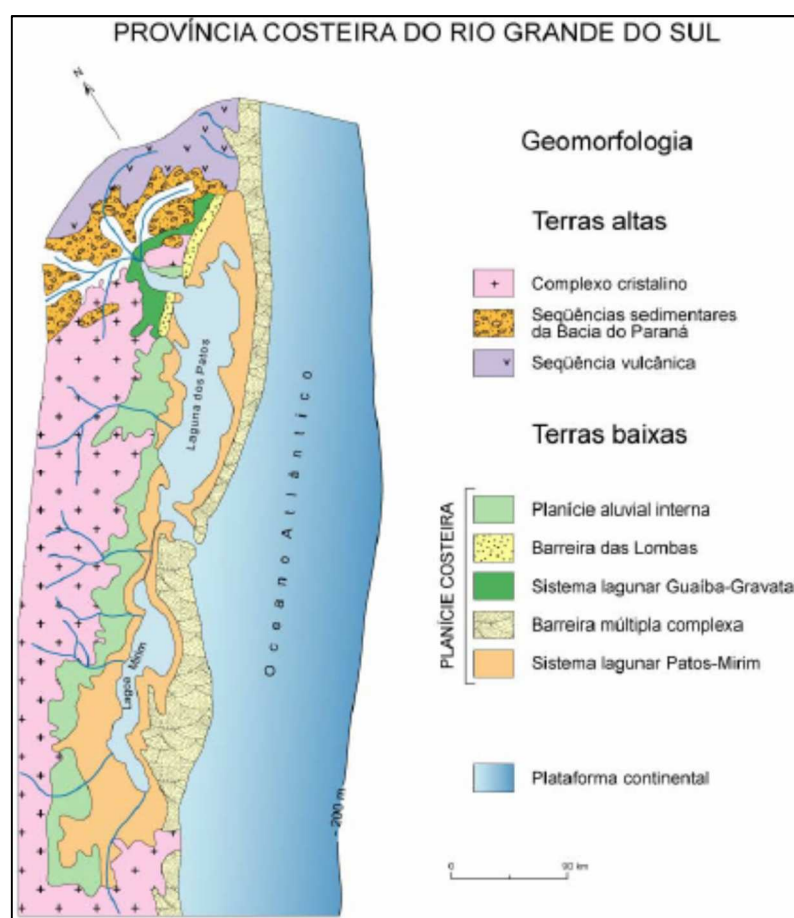


Figura 5- Compartimentação geomorfológica da PCRS (Villwock, 1984).

2.1 Escudo Sul-Rio-Grandense

O Cinturão Dom Feliciano estende-se desde Santa Catarina até o Uruguai, possuindo 800 km de comprimento e largura média de 150 km, com orientação NE-SW, (Fig. 6). Ele é formado por rochas granítico-gnáissico-migmatíticas, com intenso magmatismo brasileiro (650-500 Ma) em uma crosta mais antiga predominantemente paleoproterozóica (Babinski *et al.*, 1997), sendo estas associações de rochas alongadas na direção NE-SW. 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 Neo-proterozóico (Fernandes *et al.*, 1995). No cinturão se encontram as rochas granitoides do Batólito Pelotas, embasamento cristalino da porção em estudo da bacia. No RS o cinturão é limitado ao oeste pelas zonas de Cisalhamento Canguçu e Passo do Marinheiro e a leste coberto pelos sedimentos da Planície Costeira (Chemale, 2000).

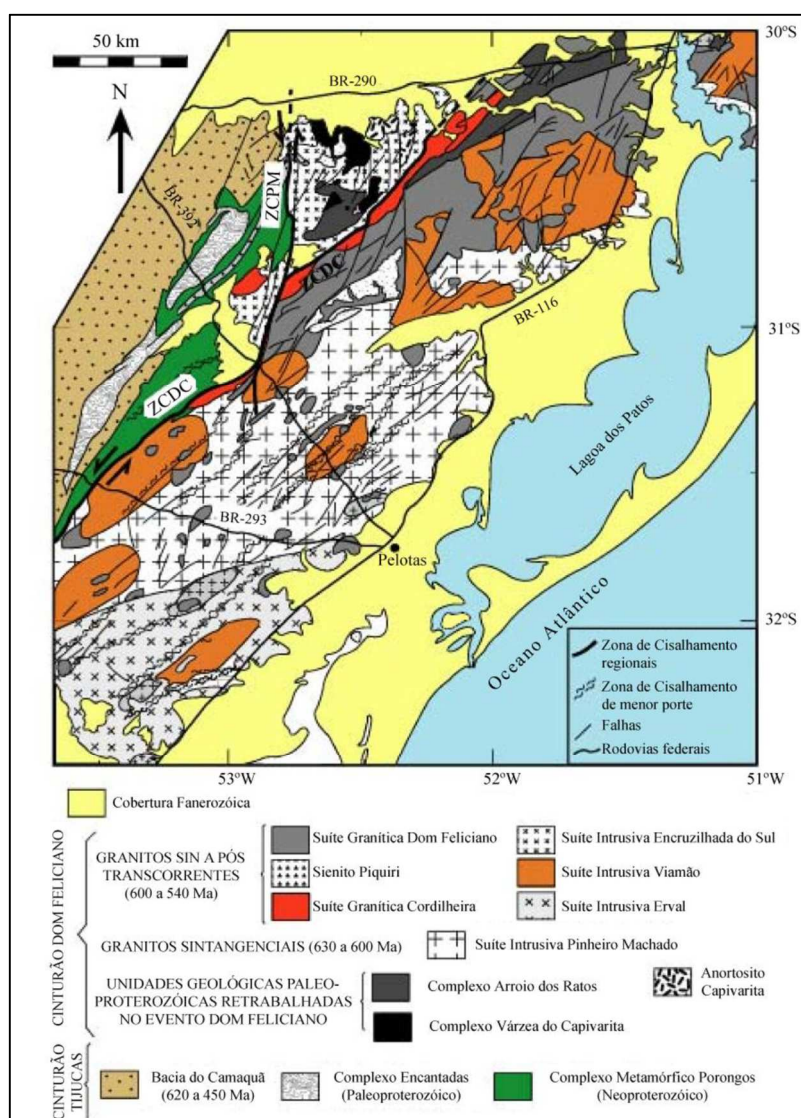


Figura 6- Mapa Geológico do Cinturão Dom Feliciano (de Philipp *et al.*, 2000).

2.2 Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma vasta bacia intracratônica sul-americana, desenvolvida completamente sobre crosta continental, e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas, cujas idades variam do Ordoviciano ao Cretáceo. Possui uma área de cerca de 1.500.000 km², cobrindo parte dos territórios do Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina, com seu formato alongado na direção NNE-SSO (Zalán *et al.*, 1990), (Fig. 7). O nome da Bacia deriva do Rio Paraná que corre paralelo a seu eixo maior, percorrendo 1.500 km em sua área. A bacia ocupa a parte meridional do Brasil e tem dois terços da sua área em território brasileiro, cobertos por derrames de lavas basálticas, e seu terço restante composto por afloramentos de diversos pacotes sedimentares.

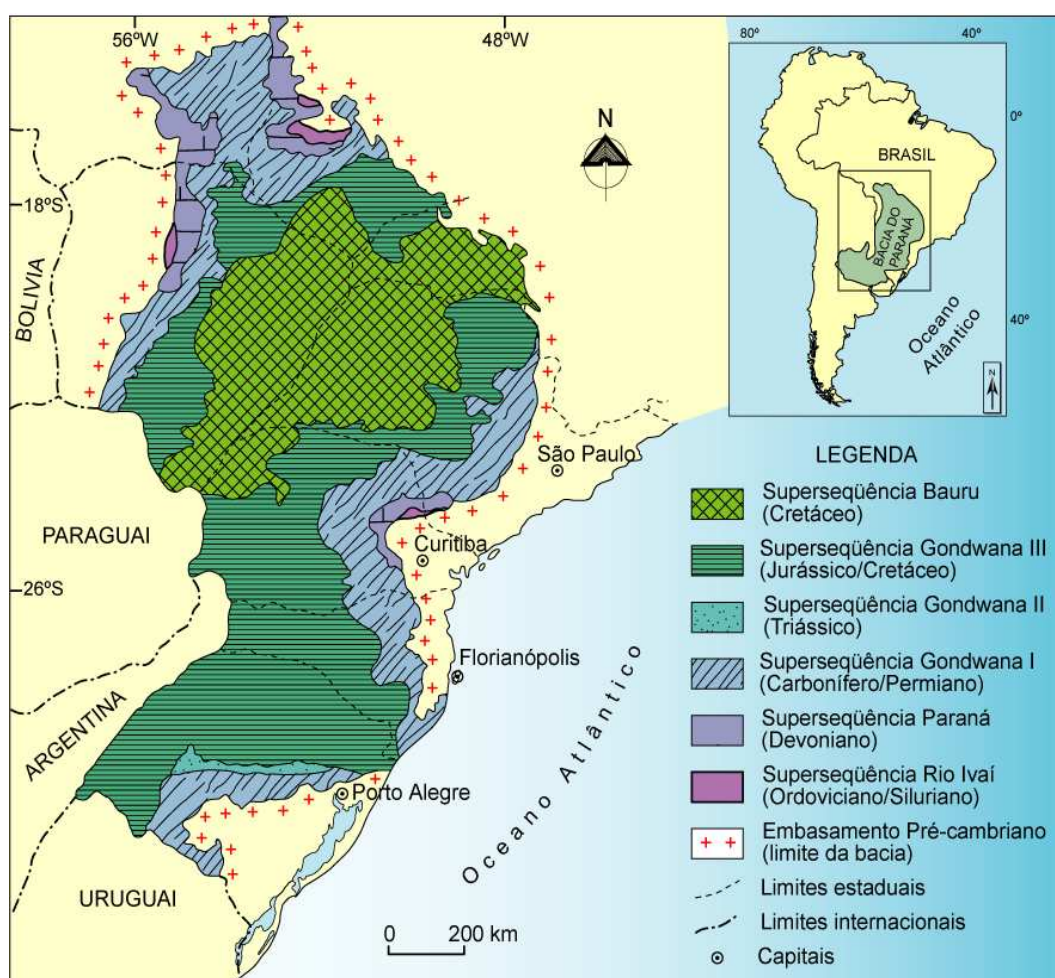


Figura 7- Mapa geológico da Bacia do Paraná (Milani, 1997).

As rochas sedimentares da Bacia do Paraná foram depositadas sobre o então recém-construído continente do Gondwana, supercontinente formado por núcleos cratônicos circundados por faixas móveis Brasilianas (Proterozóico Superior ao Ordoviciano), o Gondwana foi consolidado no final do Pré-Cambriano e início do Paleozoico (700 a 450 Ma)

(Raja Gabaglia & Milani, 1990). As rochas vulcânicas que cobrem a maior parte da bacia são decorrentes do processo de separação dos continentes sul-americano e africano no Mesozoico.

O arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná, segundo Milani (2000), é constituído por seis supersequências deposicionais de 2ª ordem: Rio Ivaí (Ordoviciano–Siluriano); Paraná (Devoniano); Gondwana I (Carbonífero–Eotriássica); Gondwana II (Meso/Neotriássico); Gondwana III (Neo-Jurássico–Eocretáceo); Bauru (Aptiano–Maestrichtiano).

Com a persistente subsidência que a Bacia sofreu ao longo de sua formação, possibilitou a acumulação de grande espessura de sedimentos, lavas basálticas e *sills* de diabásio, ultrapassando 6.000 metros de espessura na sua porção mais profunda (Milani & Zalán, 1998) (Fig. 8).

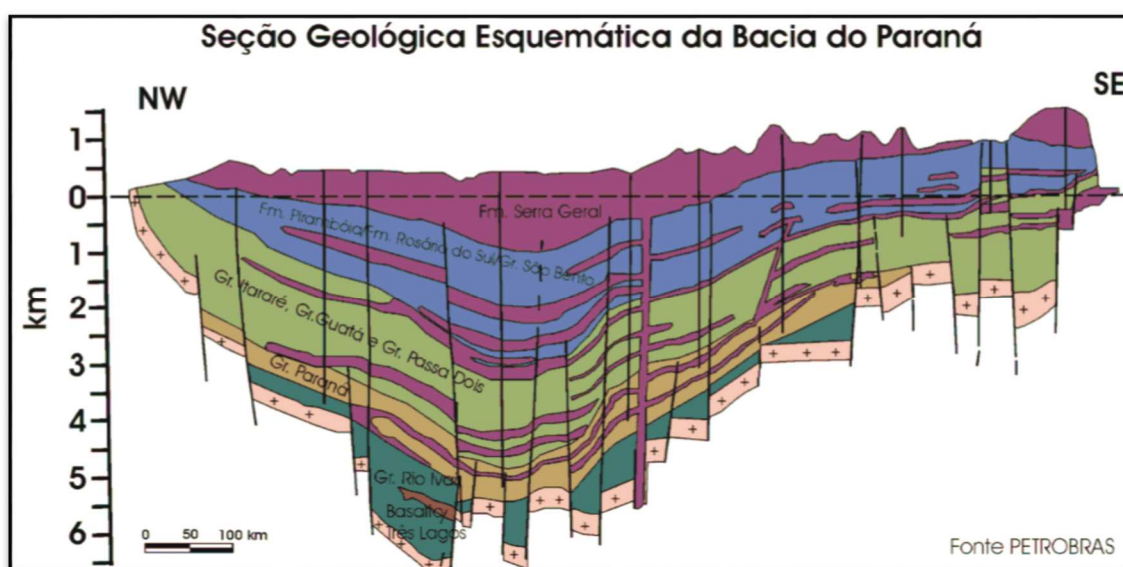


Figura 8- Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná mostrando a acumulação de sedimentos ao longo da evolução da bacia (Milani & Zalán, 1998).

2.3 Bacia de Pelotas

A origem e evolução tectônica da Bacia de Pelotas estão relacionadas aos eventos que conduziram à abertura do Oceano Atlântico, iniciados no jurássico e que resultaram na ruptura do antigo continente Gondwana. Nesse contexto geológico desenvolveram-se as bacias marginais brasileiras, onde espessas camadas de rochas sedimentares foram acumuladas. A exposição da costa americana ao mar submeteu-a aos processos erosivos provocados pela dinâmica oceânica, porém, como se pode observar hoje, a costa sudeste é marcada pela presença de costas altas, com predominância de promontórios rochosos, enquanto a sul está constituída de uma planície costeira com extensas barreiras arenosas, campos de dunas e lagunas. Esta

diferença deve-se ao fato de que a costa sudeste foi submetida a eventos tectônicos envolvendo falhamentos e soerguimentos de blocos que geraram a serra do mar. A costa sul sofreu menor intensidade de processos tectônicos, o que possibilitou o aplainamento do embasamento e o desenvolvimento de uma ampla planície costeira (Villwock & Tomazelli, 1995).

Um arcabouço geotectônico e sismoestratigráfico para a Bacia de Pelotas foi proposto por Fontana (1996) através de estudos de dados de poços, seções sísmicas e mapas geofísicos de métodos potenciais, gravimetria e magnetometria, identificando sequências deposicionais e uma sequência relacionada ao estágio rifte (Fig. 9).

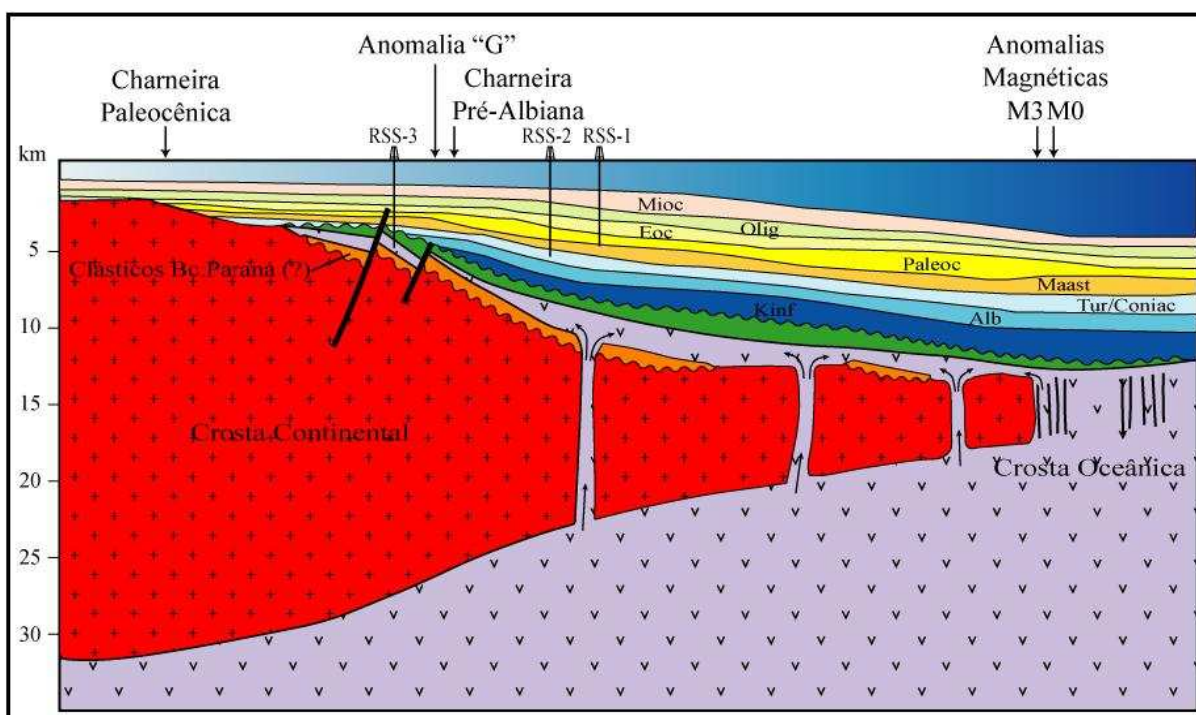


Figura 9- Perfil esquemático da Bacia de Pelotas ilustrando a posição de anomalias magnéticas que definem o contato entre a crosta oceânica e continental (Fontana, 1996).

Essa bacia possui um mergulho de baixo valor em direção à costa, ocupando uma área de cerca de 70.000 km², onde estão acumulados aproximadamente 8.000 metros de sedimentos clásticos continentais, transicionais e marinhos, associados às sucessivas transgressões e regressões marinhas que ocorrem durante a era cenozoica.

A Planície Costeira do RS (PCRS) caracteriza a porção emersa da Bacia de Pelotas, com relevo plano, levemente ondulado e predominantemente composta de sedimentos arenosos em meio a um complexo sistema de lagoas costeiras (incluindo as lagoas dos Patos, Mirim, Barros e Quadros) (Horn F°, 1988).

2.3.1 Província Costeira do RS

A planície costeira do RS corresponde a seção superior meridional, emersa, da Bacia de Pelotas possuindo depósitos sedimentares que representam antigos sistemas deposicionais costeiros (Villwock *et al.*, 1986). É uma ampla faixa de terras baixas de direção SW-NE entre o Escudo Sul-Rio-Grandense, as sequências sedimentares e vulcânicas paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná e a linha marginal do Oceano Atlântico.

De acordo com Villwock (1984), a compartimentação geomorfológica da planície costeira é composta pelas seguintes unidades:

a) Planície Aluvial Interna, que corresponde à faixa de terra que se estende entre as terras altas do Escudo Sul-Rio-Grandense e é caracterizada por terras baixas onde as coxilhas arredondadas das bordas do Escudo dão lugar a terraços dissecados pela drenagem atual.

b) Barreira das Lombas, que corresponde aos grandes corpos de água do sistema lagunar Patos-Mirim, uma faixa alongada NE-SW, constituída por coxilhas arredondadas com elevações de até 100 m. Essa barreira isolou, do lado do continente, o Sistema Lagunar Guaíba-Gravataí, representado atualmente pelas bacias do Gravataí e do Guaíba.

c) Barreira Múltipla Complexa, que corresponde à faixa de terra, estendendo-se ao norte, entre o planalto basáltico e o Oceano Atlântico e que, ao sul, foi responsável pelo isolamento do Sistema Lagunar Patos-Mirim. É caracterizada por uma sucessão de terraços, bastante aplainados e intercalados com depressões alongadas. A última dessas depressões é ocupada, atualmente, por um verdadeiro rosário de lagoas costeiras interligadas entre si e que resultaram de processos de segmentação de corpos lagunares maiores.

Na abordagem de Tomazelli & Vilwock (2000), sistema deposicional é uma assembleia tridimensional de litofácies interligadas geneticamente por processos e ambientes ativos (sistemas deposicionais modernos) ou inferidos (sistemas deposicionais antigos). Nessa óptica, as fácies sedimentares da PCRS passam a ser entendidas como produtos de processos de acumulação desenvolvidos em ambientes pertencentes a dois tipos de sistemas deposicionais siliciclásticos: 1) sistema de leques aluviais, e 2) sistema tipo Laguna-Barreira (Fig. 10 e Fig. 11).

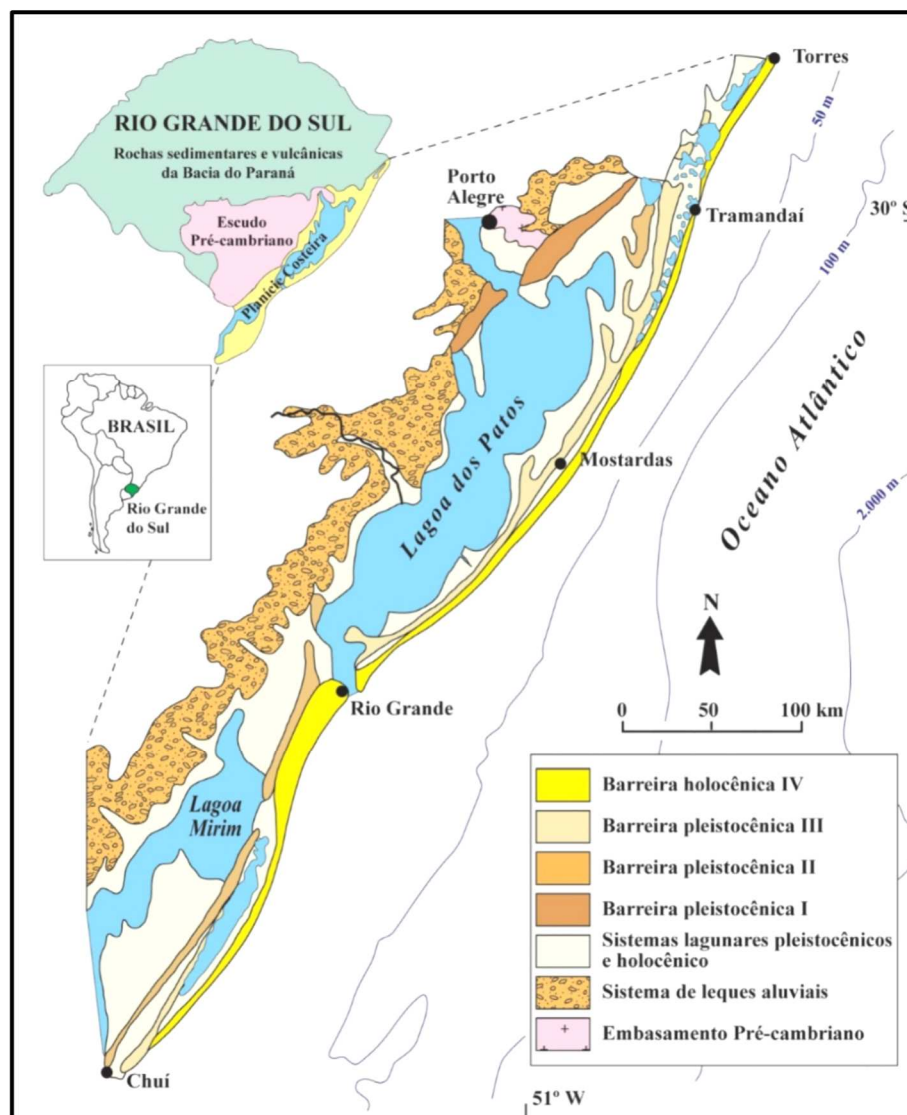


Figura 10- Mapa geológico simplificado da PCRS (Extraído de Tomazelli & Vilwock, 1996).

Sistema de leques aluviais: engloba as fácies sedimentares formadas próximas às encostas das terras altas, a partir de processos gravitacionais e aluviais de transporte do material. Os sedimentos gradam de elúvios e colúvios nas regiões proximais, até os depósitos nitidamente aluviais, associados, em geral, a canais anastomosados nas regiões mais distais. As características composicionais, texturais e estruturais das fácies geradas no sistema de leques aluviais dependem da natureza da área-fonte, incluindo a composição das rochas e a energia de relevo. Estes depósitos continentais começaram a se formar provavelmente ainda durante o terciário, e os processos responsáveis por sua gênese mantiveram-se ativos durante todo o Cenozoico.

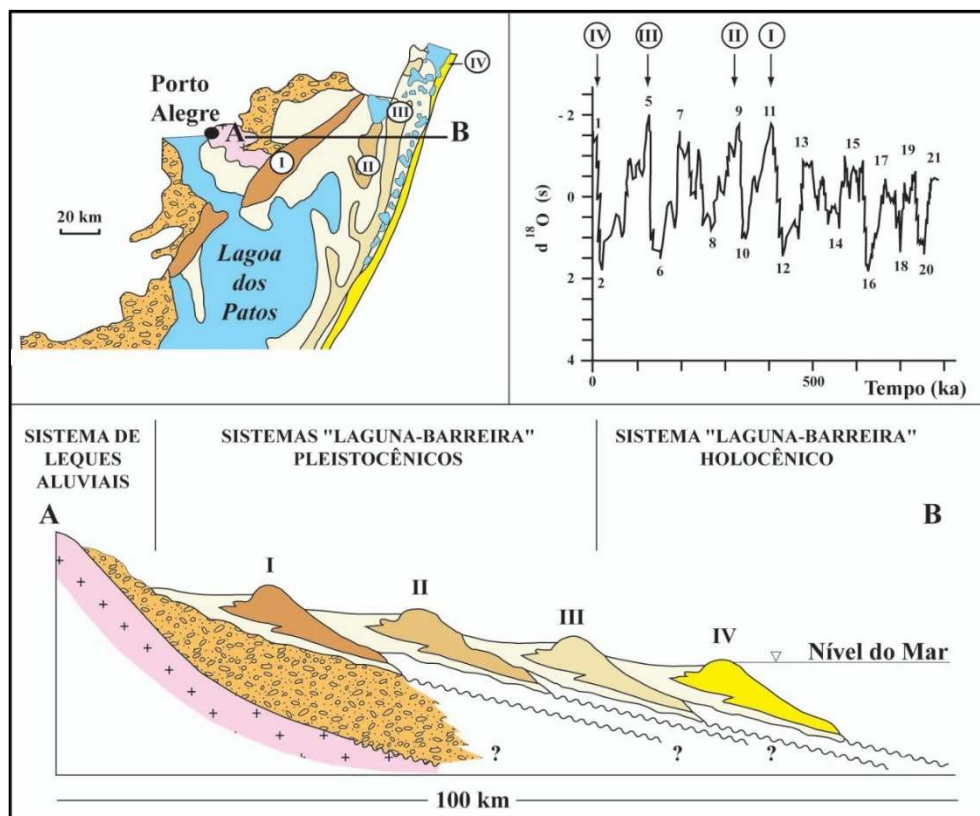


Figura 11- Perfil esquemático, transversal aos sistemas laguna-barreira, aproximadamente na latitude Porto Alegre. A curva isotópica de oxigênio (Imbrie *et al.*, 1984) inserida no desenho correlaciona, tentativamente, as barreiras com os últimos picos da curva (Extraído de Tomazelli & Vilwock, 2000).

Sistema Laguna/Barreira I: corresponde ao mais antigo sistema deposicional do tipo “Laguna-Barreira” da PCRS. Desenvolveu-se como resultado de um primeiro evento transgressivo-regressivo pleistocênico. A Barreira I (“Barreira das Lombas”) cresceu ao longo de uma faixa com cerca de 250 km de extensão, com orientação NE-SW, principalmente a partir da acumulação de sedimentos eólicos que se ancoraram, preferencialmente, em altos do embasamento. Em seu extremo NE esses altos são representados pelas rochas gondwanicas da Bacia do Paraná e, em direção SW, pelas rochas cristalinas do Escudo Pré-Cambriano.

As fácies sedimentares aflorantes na Barreira I correspondem a areias quartzofeldspáticas avermelhadas, de granulação fina a média, muito bem arredondadas, semi-consolidadas, com elevado conteúdo de matriz síltico-argilosa de origem diagenética.

O sistema lagunar I ocupou as terras baixas situadas entre a barreira I e os terrenos mais antigos, formados principalmente pelas rochas sedimentares paleozoicas e mesozoicas da Bacia do Paraná e pelos terrenos pré-cambrianos da região de Porto Alegre, Viamão e Guaíba. A região abrange boa parte das bacias do Rio Gravataí e do complexo fluvial do Guaíba.

A carga sedimentar trazida pelos rios acumulou-se dentro do Sistema Lagunar I, em ambientes de sedimentação lagunar, fluvial e paludal. Essa região sofreu a influência dos

eventos transgressivos-regressivos que se sucederam durante o quaternário. Assim, o pacote que se acumulou no espaço geomorfológico do Sistema Lagunar I reflete esses diferentes eventos envolvendo depósitos aluviais, lagunares, lacustres e paludiais de diversas idades.

Sistema Laguna-Barreira II: resultou de um segundo evento transgressivo-regressivo pleistocênico. Este sistema corresponde ao primeiro estágio na evolução da “Barreira Múltipla Complexa” (Villwock, 1984), cuja individualização foi responsável pelo isolamento da atual Lagoa dos Patos e pela Lagoa Mirim. Esse autor o denominou de “Sistema Lagunar Patos-Mirim”. As fácies praias e eólicas da Barreira II correspondem a areias quartzo-feldspáticas, castanho-amareladas, bem arredondadas e envoltas por matriz argilosa de natureza diagenética. Essas fácies refletem a sedimentação nos ambientes deposicionais que se desenvolveram nesta região de retrobarreira, no tempo em que o Sistema Laguna Barreira II permaneceu ativo e durante os eventos transgressivos-regressivos posteriores. Durante a rápida transgressão do Sistema II, as águas do corpo lagunar avançaram sobre os sedimentos do sistema de Leques Aluviais, retrabalhando-os e esculpindo um terraço de abrasão que se estende por boa parte da margem oeste da planície costeira.

As características litológicas dos sedimentos acumulados no sistema lagunar II são muito semelhantes às do sistema lagunar III, descritos a seguir.

Sistema Laguna-Barreira III: A Barreira III está associada a um terceiro evento transgressivo-regressivo pleistocênico e encontra-se bem preservada no presente. Seu desenvolvimento, responsável pela implantação final do sistema lagunar Patos-Mirim, foi de fundamental importância na evolução geológica da PCRS.

Na parte setentrional da PCRS, ao norte da região de Osório, estes depósitos encontram-se apoiados na base da escarpa da Serra Geral onde se interligam com tálus e outros depósitos de encosta pertencente ao Sistema de Leques Aluviais. Já na porção média (entre Osório e Rio Grande), os depósitos atuaram como uma verdadeira barreira, isolando do lado do continente, na região retrobarreira, um importante sistema lagunar (Sistema Lagunar III), hoje ocupado pela Lagoa dos Patos. Na porção meridional da planície, entre Rio Grande e Chuí, os depósitos correspondentes à Barreira III estendem-se igualmente de forma contínua, inicialmente ancorados nos depósitos da Barreira II e, mais ao sul, isolando um estreito sistema lagunar posicionado entre as duas barreiras, onde hoje nasce e corre o Arroio Chuí. De acordo com Tomazelli *et al.* (1982) e Tomazelli (1985), a Barreira III é constituída, fundamentalmente, por fácies arenosas, de origem praias e marinho raso, recobertas por depósitos eólicos. Os sedimentos praias são compostos por areias quartzosas claras de granulação fina, bem selecionada e com estratificações bem desenvolvidas. Em alguns afloramentos ocorre grande

quantidade de tubos fósseis (*Ophiomorpha*) e de moldes de conchas. As areias eólicas normalmente apresentam coloração avermelhada e aspecto maciço.

Vários ambientes deposicionais do tipo lagunar, paludal e fluvial, alguns dos quais ainda existem hoje, estabeleceram-se na depressão isolada parcialmente pela barreira II e, principalmente, pela barreira III. Em geral, os depósitos formados nesses ambientes são compostos por areias síltico-argilosas, pobremente selecionadas, de coloração creme, com laminação plano-paralela mostrando concreções calcárias e ferruginosas disseminadas.

Sistema Laguna-Barreira IV: Desenvolveu-se durante o Holoceno, como consequência da última grande transgressão Pós-Glacial, há cerca de 5 ka. Nesta época o nível do mar alcançou, aproximadamente, 4 a 5 m acima do atual (Villwock & Tomazelli, 1989; 1998) e possibilitou a formação de uma barreira transgressiva que progradou durante a fase regressiva que se seguiu. Esta progradação desenvolveu-se principalmente através da construção de cordões litorâneos regressivos (*beach ridges*). As areias praias são predominantemente quartzosas, de granulação fina a muito fina e, em alguns locais, apresentam elevada concentração de minerais pesados, incluindo cascalhos bioclásticos.

O espaço de retrobarreira foi ocupado, no pico transgressivo holocênico, por grandes corpos lagunares que, acompanhando a posterior progradação da barreira, evoluíram para um complexo de ambientes deposicionais. Dentro deste conjunto podem ser destacadas a Lagoa Mangueira, mais ao sul; a Lagoa do Peixe, na parte intermediária; e o rosário de Lagoas interligadas existentes no Litoral Norte.

2.3.2 Estratigrafia da Bacia de Pelotas

A seção estratigráfica da Bacia de Pelotas está dividida em três grandes unidades englobando sete sequências deposicionais (Silveira & Machado 2004): Megassequência Pré-rifte ou seção Pré-rifte, representada pelas unidades paleozóica/mesozóica da bacia do Paraná, Megassequência Rifte, subdividida em duas sequências: Sequência rifte inferior, composta por basaltos da Formação Imbituba, e siliclásticos da fase inicial do rifte, e a Sequência rifte Superior composta por conglomerados afossilíferos da Formação Cassino, em região proximal. Supõe-se que a formação Cassino desenvolva fácies pelíticas de ambientes lacustre, no sentido leste da bacia, preenchendo parte dos grandes meio-grabens antitéticos distais.

A megassequência Pós-rifte que abrange desde o Cretáceo Médio ao Recente, é subdividida em quatro sequências. A primeira é a sequência Albo-Aptiano, composta por vulcânicas (traquiandesitos) da Formação Curumim e depósitos vulcano-sedimentares do Aptiano Superior. Ocorrem também, de forma restrita, evaporitos delgados da Formação Ariri,

com predomínio de anidrita no extremo norte da bacia. O topo da sequência corresponde a carbonatos da Formação Porto Belo. A sequência do Cretáceo Superior tem um caráter transgressivo e engloba as formações Atlântida e Tramandaí e parte basal das formações Cidreira e Imbé. A formação Tramandaí constitui-se de siliciclásticos grossos, que gradam para margas e pelitos distais (Formação Atlântida). A evolução da bacia para o topo do Cretáceo evidencia um substancial aumento da profundidade da água com o desenvolvimento de complexos fluvio-deltaicos proximais (Formação Cidreira) e turbiditos gerados por bruscos rebaixamentos do nível do mar (Formação Imbé). Destaca-se neste período o importante evento turoniano, bem como a discordância sobreposta por estar associada a arenitos turbidíticos (Silveira & Machado 2004).

A sequência paleocênica, que engloba parte das formações Cidreira e Imbé, é constituída por espessos depósitos de folhelho e delgados arenitos. Esta sequência tem forte caráter transgressivo, pontuada por bruscos rebaixamentos, que dão origem a corpos turbidíticos. A sequência Pós-Paleocênica, é a mais espessa, em especial no âmbito do Terraço do Rio Grande e no Cone do Rio Grande, compõem-se principalmente de folhelhos e argilitos de águas profundas, contendo turbiditos na área norte da bacia, entre o Eoceno Superior e o Oligoceno Inferior (Silveira & Machado 2004).

A atualização mais recente da carta estratigráfica da Bacia de Pelotas (Fig. 12) foi feita por Bueno *et al.* (2007), no qual definiu 21 sequências deposicionais, que compõem os estágios de Rifte (Barremiano ao Aptiano) e Pós-rifte (Neoaptiano ao Neógeno). Os estágios de Pré-rifte (Hauteriviano ao Barremiano) foram incluídos na evolução da bacia do Paraná.

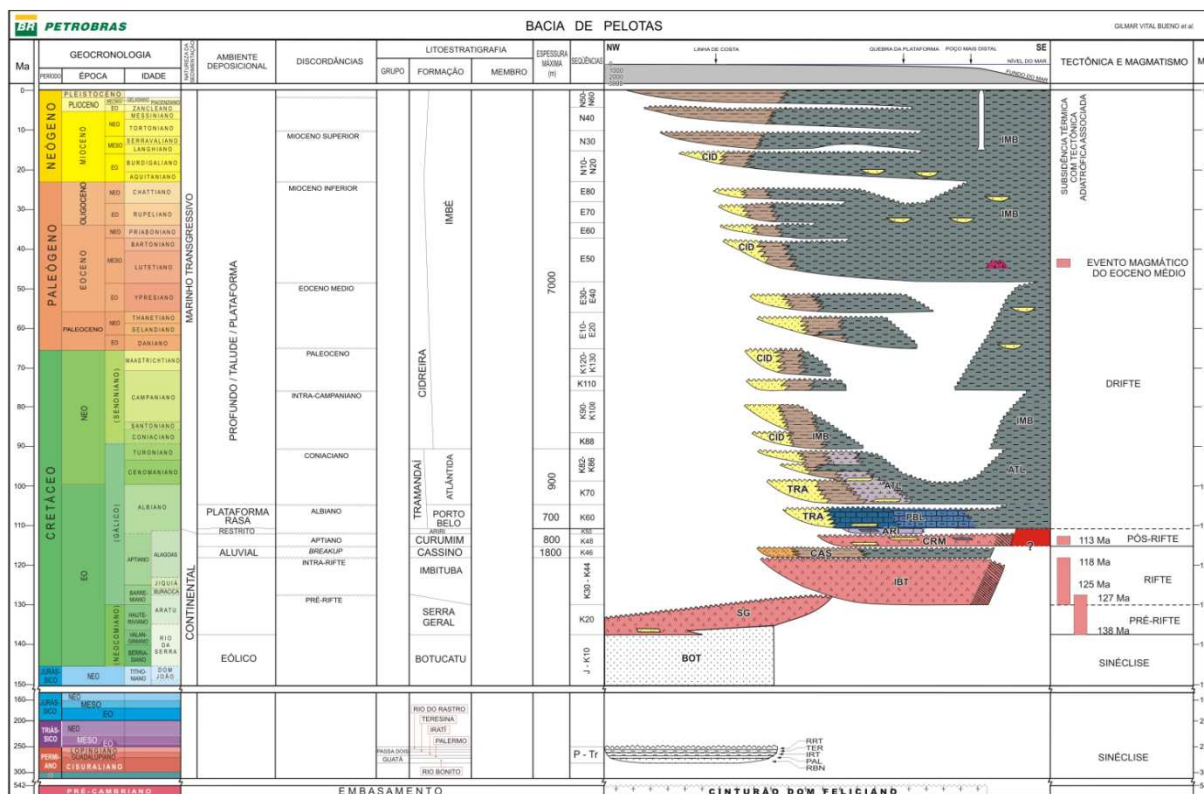


Figura 12- Carta estratigráfica da Bacia de Pelotas. Bueno *et al.* (2007).

2.3.3 Arcabouço Estrutural da Bacia Pelotas

Quanto ao cenário tectônico, a Bacia de Pelotas apresenta diversas feições estruturais, que foram responsáveis pela instalação (fase rifte) e desenvolvimento (fase drifte) evidenciando forte controle sobre a sedimentação e a magmatogênese. Entretanto, pelo fato desta bacia não ser produtora de hidrocarbonetos, ao contrário de outras bacias da Margem Continental Brasileira, o conhecimento sobre seu compartimento estrutural é dificultado pela pouca disponibilidade de dados, que são principalmente de cunho regional e, na maioria, são dados oriundos das pesquisas conduzidas pela Petrobrás, tendo em vista sua importância estratégica nas pesquisas petrolíferas.

Com respeito as feições estruturais reconhecidas, (Fig. 13) a Plataforma de Florianópolis (ou alto de Florianópolis) corresponde ao limite norte da Bacia de Pelotas e o limite Sul da Bacia de Santos e coincide com o alto de São Paulo e a Zona de Fratura de Rio Grande (Alves, 1981). Sua importância está no fato de ser alinhada aproximadamente na mesma orientação das construções vulcânicas, mapeadas por sísmica, que provavelmente formaram a barreira estrutural que separava o proto-Atlântico Sul, na bacia de Pelotas, de um mar raso na bacia de Santos no final do Aptiano. Essas construções vulcânicas podem representar o prolongamento oeste da Dorsal de São Paulo, que por sua vez, coincide com o prolongamento de uma grande

zona transversal de fraturamento oceânico: a zona de Fratura Rio Grande Gonçalves *et al.* (1979).

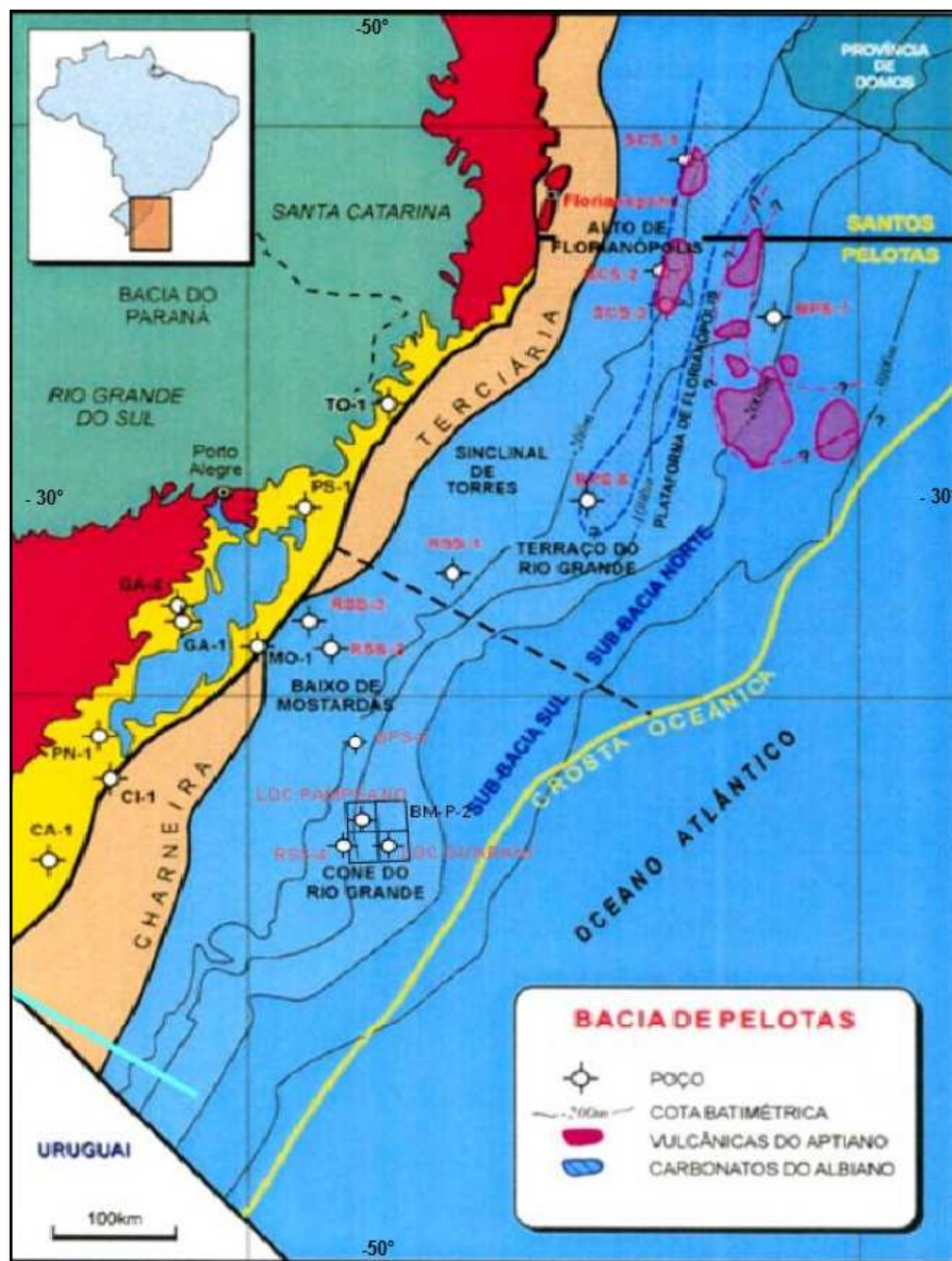


Figura 13- Mapa com as principais estruturas da Bacia de Pelotas (Silveira & Machado 2004).

O Sinclinal de Torres é uma feição de baixo estrutural, com direção NW-SE, já existente na Bacia do Paraná desde o Jurássico (Formação Botucatu), que aparentemente representa a continuidade do Arco de Torres formado por altos do embasamento, onde Rochas da Bacia do Paraná encontram-se sotopostas ao pacote mesozoico da Bacia de Pelotas (Dias *et al.*, 1994).

O Lineamento de Porto Alegre está relacionado à Zona de Fratura de Porto Alegre e corresponde a um alto estrutural que ocorre entre as latitudes 30° S e 31° S. Segundo Alves (1981) estas estruturas são responsáveis pela inflexão das curvas batimétricas e de feições estruturais (falhamentos e uma zona de flexura), desde a orientação NE-SW para E-W a norte do paralelo 31° S, constituindo o Terraço do Rio Grande. No entanto, através de seções de sísmicas e dados de poços, sabe-se hoje que se trata de uma feição geomorfológica do fundo marinho, com mais de 100 km de largura, formada por progradação sedimentar e consequente avanço da quebra da plataforma, desenvolvido a partir do Paleoceno, com clímax no Neoligoceno, indo até o Pleistoceno.

A principal estrutura paralela a linha de costa na Bacia de Pelotas é a Zona Falhada do Rio Grande. Miranda (1970), através de estudos geofísicos, caracterizou esta zona como uma falha normal que marcaria o limite oeste de uma bacia Pré-Terciária. Esta zona corresponde ao conjunto de falhas antitéticas que ocorrem na plataforma e correspondem às linhas de charneira que controlaram a subsidência da Bacia. Estão orientadas segundo a direção NE-SW, sendo este rumo paralelo ao das estruturas presente no embasamento Pré-Cambriano, sobre as quais provavelmente se instalaram, observando ainda que ocorre migração das linhas de charneira para oeste e, portanto, as charneiras mais jovens são encontradas mais próximas ao continente.

O Baixo de Mostardas caracteriza-se por uma depressão estrutural orientada na direção NW-SE, com a conformação de um graben (Silveira & Machado, 2004), possivelmente originado por um rifteamento transversal ao rifte principal da bacia. Este baixo estrutural manteve-se ativo até o final do Paleoceno, no qual configura uma megaforma sinclinal onde ocorre o espessamento das sequências sobre a qual foram esculpidos vales e cânions quaternários (Fontana, 1996), evidências estas constatadas pelo poço 2-RSS-1, perfurado na plataforma continental do RS, e pelo poço 2-MO-IRS perfurado na parte emersa da bacia.

A principal estrutura na margem continental da Bacia de Pelotas é o Cone de Rio Grande. Situado no extremo sul da bacia, foi descrito inicialmente como uma feição protuberante do relevo submarino de provável origem deltaica, com uma área aproximada de 40.000 km² forma um prisma sedimentar com mais de 10.000 metros de espessura (Martins *et al.*, 1972). Esta feição tem uma estratégia econômica por apresentar ocorrência de hidratos de gás facilmente identificáveis por linhas sísmicas (Fontana, 1990).

O Lineamento Chuí ou Zona de Fratura do Chuí (Alves, 1981) está relacionado a um alto estrutural entre as latitudes 34° S e 35° S. Este lineamento é caracterizado pela deflexão de isóbatas (especialmente entre 4.000 a 4.800 m) de NNE-SSW para E-W, que parece prolongar-se em direção ao continente Africano, coincidindo com o seguimento NE-SW da Dorsal de

Walvis. Esta feição está associada com anomalias gravimétricas de ar livre negativas, identificadas por Leite & Ussami (2006). O Lineamento Chuí, por possuir orientação E-W, foi sugerido como o possível limite sul da Bacia de Pelotas (Alves, 1981). Porém este lineamento não constitui um limite deposicional (Corrêa, 2004). Assim, o Alto de Polônio, por corresponder a estruturas antiformais que ocorrem na plataforma e se dispõem transversalmente à Bacia de Pelotas e onde o embasamento aproxima-se da costa já em território uruguaio, representa o limite sul da Bacia de Pelotas, separando-a da Bacia de Punta Del Este (Urien *et al.*, 1996).

A subdivisão da Bacia de Pelotas em sul e norte, limitadas pelo Terraço de Rio Grande, foi proposto (Silveira & Machado, 2004), posteriormente, esta mesma divisão foi modificada, com o limite estipulado junto ao lineamento de Porto Alegre (Bueno *et al.*, 2007).

2.3.4 Evolução Tectônica da Bacia de Pelotas

A evolução tectônica da Bacia de Pelotas caracteriza-se por duas fases distintas: fase rifte e fase pós-rifte, que ocasionaram a abertura do oceano Atlântico, a partir do Neojurássico e que resultou na ruptura do bloco continental gonduânico e a posterior separação dos continentes africano e sul-americano, evento este denominado por Schobbenhaus & Campos (1984) de Reativação Sul-Atlantiana, e corresponde a implantação de um rifte intracontinental que fragmentou rochas crustais e supracrustais de idade paleozoica (sedimentos) e pré-cambriana (granitos, gnaisses, xistos, migmatitos, anfíbolitos e granulitos).

A fase rifte da Bacia de Pelotas é caracterizada pela presença de basaltos datados de 120 Ma, de siltitos e conglomerados com seixos de origem de rochas vulcânicas básicas sotopostas, sendo essas rochas depositadas dentro de hemi-grabens formados por falhas antitéticas e todo este conjunto coberto por uma discordância transgressiva de idade albo-aptiana (Fontana, 1990). Com o processo de subsidência térmica teve início a fase pós-rifte. Nesse processo houve a busca do equilíbrio, após a ruptura da crosta frágil e consequente subida para níveis superiores da litosfera, da astenosfera mais densa e quente. Assim sendo, as rochas mais densas arrastaram consigo a crosta adelgada que passou a constituir o assoalho da bacia recém-formada, iniciando o processo de subsidência térmica, amplificada pela carga de basaltos extrudidos sobre a crosta continental. Foi implantada uma zona de charneira no local onde ocorre a justaposição da cunha de vulcânicas basálticas sobre a crosta, provavelmente devido às diferenças reológicas dos dois tipos rochosos e, principalmente, pela sobrecarga imposta sobre o embasamento metamórfico continental (Fontana, 1990). Toda a sequência rifte começou a ser soterrada sob espesso prisma sedimentar com o avanço da subsidência térmica e do

espalhamento do assoalho oceânico, iniciado no Aptiano. Todas as unidades inferiores foram encobertas por uma discordância de idade albo-aptina (108 Ma) através de progressivo *onlap* em direção à linha de charneira (Fontana, 1990).

Segundo Fontana (1990) entre o Albo-Aptiano e o Mioceno ocorreu a maior parte do carregamento sedimentar e da subsidência termal na bacia. Houve o deslocamento da linha de charneira para oeste ocasionado pelas falhas desenvolvidas durante a fase rifte, sendo que essas se apresentavam progressivamente mais ativas em direção ao continente. A partir do Mioceno passou a ser mais efetiva a atuação da flexura no processo de subsidência da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis. Foi nessa época que se acentuaram os onlaps costeiros, notados desde o Paleoceno. No pleistoceno houve a migração do depocentro do Baixo de Mostardas para o sul (Asmus & Paim, 1986) e, como consequência, maior espessura sedimentar foi depositada próximo ao local da atual conexão da Laguna dos Patos com o Oceano Atlântico (Fontana, 1990).

A Bacia de Pelotas diferencia-se das demais bacias sedimentares da margem brasileira pelo seu preenchimento magmático. Neste evento, foram extrudidas rochas basálticas de afinidade alcalina e/ou toleíticas, sucedida por uma nova fase de falhamentos antitéticos que produziu grabens e meios-grabens que acolheram uma sedimentação clástica (siltitos e conglomerados, sendo estes portadores de seixos dos basaltos da fase inicial). O comportamento antitético que predomina em toda a extensão da Bacia de Pelotas deve ter sido gerado sobre um padrão geométrico já definido pelo embasamento continental sotoposto (Fontana, 1996). Falhas sintéticas, com planos de mergulho no sentido oceânico, associadas a esta fase são encontradas na porção distal da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis, tal como ocorre na porção equivalente do continente Africano. Associada a este magmatismo, a feição “*seaward dipping reflectors*” identificado em seções sísmicas são interpretadas como cunhas basálticas geradas pelo fraturamento da crosta oceânica (Fig. 14).

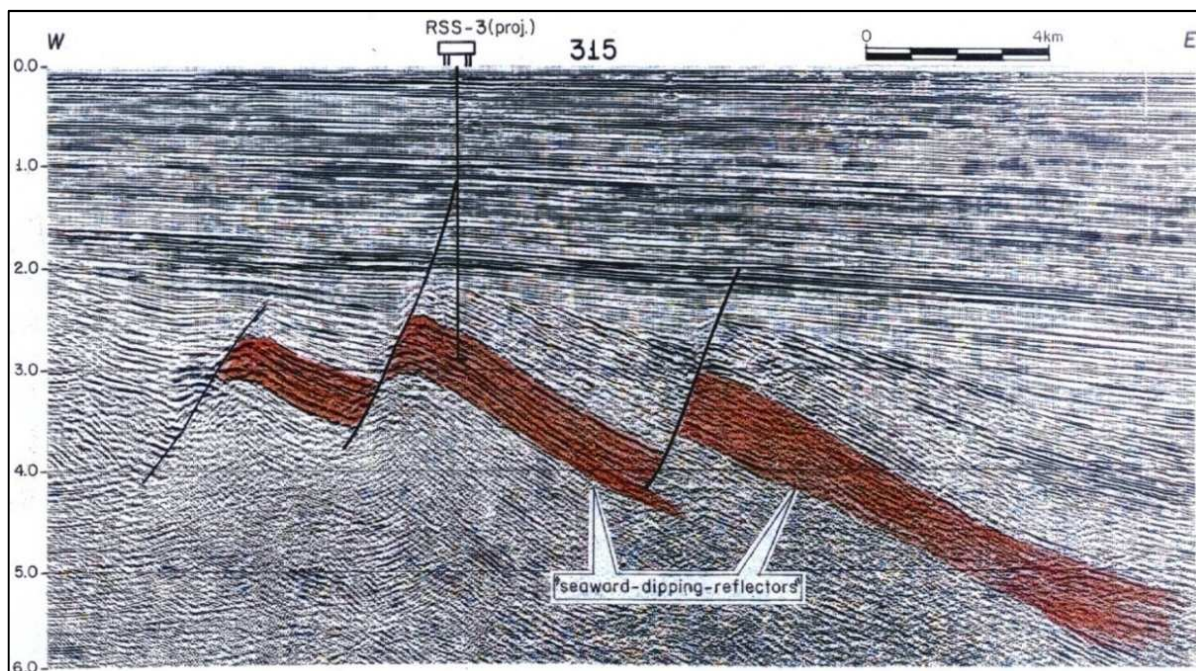


Figura 14- Perfil sísmico interpretado por Fontana (1996) mostrando as cunhas de rochas vulcânicas basálticas falhadas (*seaward-dipping-reflectors*).

O modelo mais aceito para explicar a formação dessas cunhas basálticas (sismicamente interpretados como *seaward-dipping-reflectors*) é o proposto por Hinz (1981). Este autor propôs que a extensão e afinamento da crosta continental são acompanhados pelo desenvolvimento de diques alimentadores que funcionam como condutos para o vulcanismo. A erupção contínua provoca o empilhamento de rochas basálticas em ambiente subaéreo, produzindo um aumento do peso da crosta e a consequente subsidência. Por consequência, os derrames basálticos depositados horizontalmente são posteriormente inclinados em direção às zonas de fissuras, ou seja, em direção à bacia, assim, o limite entre a crosta continental e a crosta oceânica correria no limite distal dos *seaward-dipping-reflectors*.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

O capítulo a seguir contempla a descrição e fundamentação teórica do método geofísico empregado, a gravimetria, assim como os diferentes tipos de equipamentos (gravímetros) e o sistema de posicionamento global (GPS), utilizado para o posicionamento e obtenção das coordenadas planas e as altitudes das estações gravimétricas usadas nas correções (reduções gravimétricas).

3.1 Método Gravimétrico

A gravimetria é definida como um ramo da geofísica que se ocupa da medida, análise e interpretação do campo gravitacional da Terra, no qual é um tipo de campo potencial. A partir das anomalias do campo de gravidade medido na superfície identificam-se e caracterizam-se as massas locais de maior ou menor densidade. Essas anomalias, são interpretadas como resultado das variações laterais na densidade dos materiais da subsuperfície, em termos da aceleração com que a massa de prova é atraída por estruturas geológicas ou depósitos de minérios (Telford *et al.*, 1990) e (Luiz & Silva, 1995). Este método é de primordial importância em diversas áreas: na Geodésia (estudo da forma do geóide e dimensões da Terra), na geologia (investigação de estruturas geológicas) e na geofísica (prospecção mineral). Estas áreas, trabalhando de forma integrada, permitem um aprimoramento do conhecimento geológico de uma determinada região. Na geologia de petróleo este método pode ser utilizado para delimitar corpos salinos, cuja anomalia é caracterizada por um baixo gravimétrico algumas vezes superior a 20 mGal; anticlinais, que normalmente produzem anomalias gravimétricas altas; falhas, as quais possuem anomalias de forte gradiente horizontal sendo caracterizado nos mapas por uma maior densidade de contornos; e a espessura dos sedimentos da bacia.

3.1.1 Lei da Atração Gravitacional

A pesquisa gravimétrica é baseada na Lei da Gravitação Universal de Newton, descrita no livro *Principia Mathematica*, em 1687, e mede a aceleração da gravidade g . O valor médio de g na superfície da Terra é de $9,80 \text{ m/s}^2$. A atração gravitacional depende da densidade das rochas em sub-superfície, assim g varia na superfície da Terra, portanto a densidade é o parâmetro físico ao qual a gravimetria responde. Segundo a Primeira Lei de Newton da atração gravitacional, partículas materiais atraem-se com uma força de intensidade diretamente

proporcional ao produto das massas e inversamente ao quadrado da distância que separa seus centros de massa:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad \text{Equação 1}$$

Sendo, r a distância entre os centros de massa das duas partículas, m_1 a massa da partícula 1, m_2 a massa da partícula 2 e G o valor da constante gravitacional, que é de $6,67 \cdot 10^{-11}$ N.m²/kg². A aceleração com que m_2 é atraído por m_1 é calculada através da Segunda lei de Newton:

$$a_2 = \frac{F}{m_2} = \frac{G}{r^2} \quad \text{Equação 2}$$

Ignorando a rotação da Terra e supondo que ela é uma esfera uniforme, o módulo de força gravitacional terrestre sobre uma partícula m_1 , situada fora do planeta, a uma distância R do seu centro, é então dado por:

$$F = G \frac{M m_1}{R^2} \quad \text{Equação 3}$$

Onde M é a massa da terra e R a distância entre o corpo que está sendo atraído e o centro da Terra. No caso de um corpo na superfície do planeta, R é o raio da Terra. A aceleração de um corpo, de massa m_1 , atraído pela Terra é:

$$a = \frac{GM}{R^2} \quad \text{Equação 4}$$

Se a Terra fosse uma esfera uniforme, o valor de gravidade seria uma constante. No entanto, a gravidade muda com a variação da densidade da Terra, pois a Terra não é uma esfera perfeita. A Terra tem a forma de uma esfera achatada por causa da sua rotação. O Raio é maior no Equador por causa da maior força centrífuga tendendo a acelerar a massa central para fora. A Equação 4 supõe a Terra como um corpo perfeitamente esférico e homogêneo, o que é incorreto, portanto a aceleração com que m_1 é atraído pelo corpo de massa M é melhor visualizado na Equação 5.

$$a = G \int_v \frac{dM}{r^2} \quad \text{Equação 5}$$

Um corpo localizado na superfície da Terra está sujeito às acelerações de atração e centrífuga. A aceleração de atração é orientada para o centro da Terra, e a centrífuga tem uma componente que se orienta em sentido contrário. Devido à intensidade da aceleração de atração ser muito maior do que a centrífuga, o corpo é atraído para o centro da Terra com uma aceleração resultante denominada gravidade. Sabendo-se a densidade e volume do corpo, obtém-se a sua aceleração gravitacional e então se calcula o valor da gravidade:

$$g = G \int_v \frac{dM}{r^2} - w^2 l \cos \Phi \quad \text{Equação 6}$$

Onde Φ é a latitude em que se encontra o corpo, w a aceleração angular de rotação e l o raio de rotação, estes dois últimos relacionados à aceleração centrífuga.

3.1.2 Potencial Gravitacional

O campo gravitacional é um campo conservativo, ou seja, o trabalho necessário para mover uma massa dentro do campo gravitacional independe do caminho percorrido, importam apenas o ponto inicial e final (Telford *et al.*, 1990). A força gravitacional é um vetor cuja direção se dá ao longo da linha que interliga os centros de duas massas envolvidas. Este campo de forças é denominado conservativo e pode ser expresso pelo gradiente de uma função potencial escalar:

$$G(x,y,z) = -\Delta U(x,y,z) \quad \text{Equação 7}$$

Sendo U a função potencial denominada potencial gravitacional, e Δ o operador diferencial que produz o gradiente. O potencial gravitacional é representado por:

$$U = -G \int_v \frac{dM}{r} + \frac{\omega^2 l^2}{2} = -G \cdot \int_v \frac{dM}{r} + \frac{\omega^2}{2} \cdot r_1^2 \cdot \cos^2 \theta \quad \text{Equação 8}$$

A primeira parcela da soma é relacionada à força de atração e a segunda parcela é relacionada com a aceleração centrífuga.

3.1.3 Superfície Equipotencial

A Equação 8 define uma superfície equipotencial que envolve a Terra (superfície em que todo o ponto tem o mesmo valor de potencial). Sendo r_1 a distância entre o centro da Terra e o nível médio dos mares, a superfície equipotencial acompanha as grandes feições fisiográficas (sem coincidir com elas), afastando-se do centro da Terra nas elevações e aproximando-se nas depressões. Essa equipotencial é denominada de geóide. O valor exato do potencial gravitacional para o geóide não pode ser calculado, devido ao desconhecimento da

distribuição exata dos elementos de massa da Terra. Assim, o termo $1/r$ na Equação 8 é expandido na soma de um número infinito de termos (série infinita) e a integral efetuada termo a termo. Quanto maior o número de termos, mais exato será o potencial e mais próximo do geóide será a superfície equipotencial (Luiz & Silva, 1995). Como a esfera é uma aproximação suficientemente precisa, apenas o primeiro termo da série é empregado, produzindo o potencial:

$$U = -G \cdot \frac{M}{R} + \frac{\omega^2}{2} \cdot R^2 \cdot \cos^2 \vartheta \quad \text{Equação 9}$$

Assim, uma superfície equipotencial é uma superfície na qual o potencial permanece constante, isto é,

$$F_i(x, y, z) = \text{constante}$$

As linhas de campo em qualquer ponto são sempre perpendiculares à sua superfície equipotencial e, inversamente, qualquer superfície que é sempre perpendicular a todas as linhas de campo deve ser uma superfície equipotencial (Blakely, 1996). Apenas uma superfície equipotencial pode existir em qualquer ponto do espaço. A distância entre a superfície equipotencial é uma medida da densidade das linhas de campo, ou seja, um campo de forças terá maior intensidade em regiões onde a sua superfície equipotencial é separada por distâncias menores.

3.1.4 Forma da Terra

O raio polar da Terra possui cerca de 6.356.000 m e o equatorial aproximadamente 6.378.000 m, resultando num achatamento de 0,34 %. Desprezando as pequenas irregularidades continentais (máx. 0,15 %) e dos fundos oceânicos (máx. 0,18 %) a superfície terrestre é ‘quase lisa’.

O elipsóide de referência é a linha que corresponde ao nível dos mares projetada através dos domínios continentais. Em uma esfera ideal de material homogêneo, a atração gravimétrica teria uma direção radial em cada ponto à superfície; num esferóide também homogêneo, não seria ortogonal ao ponto, mas seria a direção de um fio de prumo.

Na Terra, no entanto, a distribuição das rochas e materiais à superfície e na crosta não é homogênea. O meio líquido pela sua mobilidade, expressa geometricamente o efeito da irregularidade do campo gravitacional da Terra, por exemplo, elevando-se nas bordas continentais (interface lateral oceano-contidente), em relação ao seu nível médio oceânico.

Desse modo, nas bordas continentais a superfície real média dos oceanos, tirados os efeitos de marés, não acompanha rigorosamente a linha do elipsóide de referência. As bacias oceânicas apresentam uma distribuição não-uniforme das densidades e tipos das rochas, fazendo com que a real superfície dos oceanos apresente depressões e estufamentos. Portanto, mesmo longe da interface continente-oceano, o nível dos oceanos não segue o elipsóide de referência.

O geóide é tido como a superfície real, que incorpora essas irregularidades no domínio oceânico. Ou seja, é como uma superfície equipotencial, ao longo da qual é nula a diferença de energia potencial, com sua forma ditada pela variação natural gravimétrica.

Em 1971 a União Internacional de Geodésia e Gravimetria adotou uma fórmula precisa para a previsão da forma do geóide e dos valores de gravidade (Luiz & Silva 1995):

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

Galileu realizou a primeira medida da aceleração da gravidade deixando objetos caírem da torre inclinada de Pisa. Em sua homenagem, a Unidade de Gravidade no sistema c.g.s. é chamada Gal. (1 gal = 10^{-2}m/s^2). A gravidade média da Terra é 980 Gals. Os atuais medidores de Gravidade são extremamente sensíveis e podem medir uma parte em 10^9 (equivalente a medir a distância da Terra à Lua com precisão de 1 m). A tabela 1 mostra as unidades normalmente utilizadas nas medidas de gravidade.

Tabela 1- Equivalência do gal com a unidade representativa da aceleração no Sistema Internacional

Nome	Símbolo	Equivalência
gal	Gal	10^{-2} m.s^{-2}
miligal	mGal	10^{-5} m.s^{-2}
microgal	μGal	10^{-8} m.s^{-2}

3.2 Gravímetros

3.2.1 Gravímetros Absolutos

Os gravímetros absolutos normalmente são baseados no princípio de queda livre, para permitir a determinação da aceleração de gravidade com alta precisão e reprodutibilidade (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. Estes equipamentos são extremamente sensíveis, de difícil transporte, e normalmente operam fixos em observatórios distribuídos ao redor do mundo, não se prestando, portanto, a medidas

gravimétricas rotineiras de campo (Fig. 15). Porém, seu uso é fundamental para estabelecer uma rede mundial de estações de valores absolutos, para calibração e padronização dos valores obtidos com gravímetros relativos. As medições são normalmente realizadas sob condições controladas de temperatura e umidade, e repetidas diversas vezes (tipicamente de 50 a milhares de vezes, dependendo do equipamento).



Figura 15- Gravímetro absoluto Microg-LaCoste FG5.

3.2.2 Gravímetros Relativos Analógicos

O gravímetro relativo analógico é constituído por um sistema massa-mola, que permite medir a variação da força da gravidade entre dois pontos. O sistema é equilibrado por uma força contrária ao peso do corpo, geralmente elástica (mola). Sob a ação da gravidade, a mola sofre uma deformação Δl , proporcional ao módulo da força que a produz. Assim sendo, para uma segunda estação teremos $g + \delta g$ e $\Delta l + \delta l$, este último termo podendo ser medido pela diferença de leituras na escala E , realizadas nas duas estações. Desta forma, a variação da gravidade pode ser obtida através da variação da deformação da mola:

$$\delta g = C \times \delta l = C \times (E2 - E1) \text{ Equação 11}$$

Sendo C um fator de calibração previamente determinado, correspondente ao fator de conversão de unidades do gravímetro em unidades de mGal. Este fator de conversão varia ao

longo do alcance gravimétrico (função da variação da gravidade ao longo da variação em latitude) e é fornecido na forma de tabela de calibração de cada gravímetro. Os gravímetros analógicos, por construção, conduzem a algumas fontes de erro, exigindo a necessidade de grande experiência e sensibilidade do operador. As leituras neste tipo de gravímetro são dadas em unidades instrumentais, que correspondem a um determinado número de contagens dadas pelo passo do parafuso de medida. Isso corresponde ao movimento realizado pelo parafuso de medida para, após a mola ter-se deformado com a ação da força da gravidade, retorná-la a sua posição original. A força aplicada pelo equipamento deve corresponder à mesma força de gravidade que provocou a deformação da mola. Assim, esta quantidade de força, medida através do número de contagens, é transformada em valores de gravidade segundo uma tabela de calibração fornecida pelo fabricante junto com o equipamento. Por construção, cada gravímetro possui sua própria tabela, que relaciona as unidades instrumentais com valores de gravidade em miligals. Periodicamente, deve ser realizada uma calibração destes gravímetros através de observações realizadas em estações absolutas, sendo gerada uma nova tabela para conversão das unidades. Na Figura 16, um exemplar do gravímetro relativo analógico LaCoste & Romberg.



Figura 16- Gravímetro relativo analógico LaCoste & Romberg.

3.2.3 Gravímetros Relativos Digitais

O gravímetro digital, em relação ao gravímetro analógico, permite a diminuição das fontes de erros e dos efeitos do operador sobre o processo de medida, como também a obtenção de várias amostras da gravidade numa única estação em muito menos tempo.

Este equipamento consiste de um sistema massa-mola encapsulado em uma câmara de vácuo, onde a massa atua como uma parte de um transdutor. A alteração da posição da massa muda a propriedade do capacitor, que ativa um circuito de realimentação, para levar a massa à sua posição original. A corrente aplicada no sistema para balancear a massa é proporcional à variação de gravidade, sendo registrada pelo sistema, composto por um microprocessador que nivela o equipamento, ajusta o circuito de realimentação e converte os valores de corrente em gravidade, armazenando-os no sistema.

O gravímetro SCINTREX CG-3 (Fig. 17), aparelho utilizado no presente estudo, é controlado por um microprocessador capaz de automatizar diversas tarefas. A força gravitacional atua sobre uma massa sensível a qual gera uma pequena força eletrostática. A posição da massa, que é observada pelo capacitor transdutor de deslocamento, é alterada pela mudança da gravidade. Um alimentador automático aplica uma voltagem DC na placa do capacitor produzindo uma força eletromagnética na massa, que volta à posição nula. A voltagem, isto é, a observação do valor relativo da gravidade no lugar observado é convertida num sinal digital e depois transmitida ao sistema de registro, onde é processada finalmente (Silva Jr, 2002).

O gravímetro SCINTREX CG-3 não possui uma tabela de conversão de unidade instrumental para miligal. Ao contrário dos gravímetros analógicos, suas leituras já são dadas em miligal. Um procedimento necessário neste caso é a determinação de um fator de correção da deriva instrumental. Este fator é obtido a partir da operação do equipamento no modo cíclico por um período superior a 12 horas gerando um conjunto de dados que permitem calcular um novo valor para a deriva. Outro aspecto que deve ser verificado é a compensação da temperatura de operação do equipamento e o erro de zero dos sensores de inclinação (Silva Jr, 2002). Rigorosos testes de laboratório foram realizados pelo fabricante analisando a influência de fatores externos ao gravímetro. Os resultados mostram que a sensibilidade do gravímetro a variações de temperatura é menor que 0,001 mGal/°C, a variações de pressão de 0,03 mGal/atm e a máxima sensibilidade a variações no campo magnético não excede 0,00013 mGal/Gauss (Silva Jr, 2002).



Figura 17- Gravímetro relativo digital SCINTREX CG-3.

O gravímetro digital SCINTREX CG-3 foi desenvolvido para atender com relativa precisão atividades na área de gravimetria. Sua faixa de atuação 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-3M e sua deriva é de 0,02 mGal/dia, tendo uma repetibilidade melhor que 10 μ Gal. O elemento sensor deste instrumento é baseado em um sistema elástico de quartzo fundido (Hugill, 1988). O princípio de funcionamento do CG-3 é visto na Figura 18.

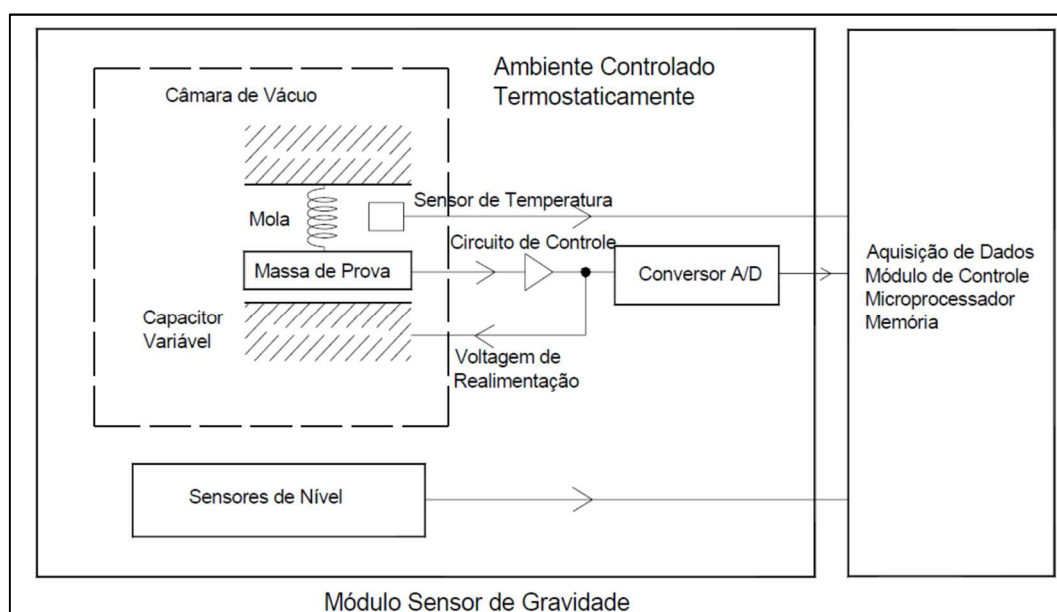


Figura 18- Princípios do funcionamento do Gravímetro SCINTREX CG-3 (Hugill, 1988).

Atualmente, existe outra geração de gravímetro relativo digital, o gravímetro CG-5 SCINTREX (Fig. 19). Trata-se de um gravímetro diferencial eletrônico e portátil, possui uma resolução padrão de 1 μ Gal, e desvio padrão menor que 5 μ microGal, sistema de

posicionamento global (GPS) interno e relógio preciso para posições XY e correções de marés e Ar livre em tempo real e correções Bouguer online, equipado com um sistema de rádio-frequência do transmissor de partida remota para permitir a medição a ser feita sem perturbar a medição pelo toque, além de utilizar baterias recarregáveis de lítio, as quais duram mais e são mais leves.



Figura 19- Gravímetro SCINTREX CG-5.

3.3 Reduções Gravimétricas

Os dados resultantes de um levantamento gravimétrico podem ser influenciados com a latitude, com a distância até o centro da Terra, com a quantidade de massa que existe até o seu centro e com a atração produzida pelo Sol e pela Lua (marés). Há ainda, a variação introduzida pelos instrumentos de medida (variação ou drifte instrumental). Desta forma, os valores de gravidade devem passar por um processo de correção para eliminar esses efeitos. As anomalias dependem da influência das massas topográficas externas ao elipsóide de referência e das massas anômalas que estão abaixo da superfície dos oceanos, que envolve uma série de correções da gravidade observada, entre elas: latitude, elevação, topografia do terreno, marés e variação de densidade na subsuperfície (Telford *et al.*, 1990).

A correção de latitude é feita pelo fato da gravidade normal aumentar quando se afasta do equador ao longo dos meridianos. Como consequência, valores obtidos em latitudes diferentes não podem ser comparados, sem que sejam corrigidos (Luiz & Silva, 1995). A Equação 12 expressa muito bem esse efeito. A correção é obtida pela diferenciação dessa equação (Telford *et al.*, 1990):

$$C_L = 0,811 \text{ sen}^2\Phi \text{ mGal/km} \quad \text{Equação 12}$$

Onde Φ é o valor da latitude geográfica.

A correção de ar-livre (*free-air*) ou de altitude é empregada para compensar os efeitos da diferença de altitude entre as estações em relação ao geóide ou a um nível de referência arbitrário (Luiz & Silva, 1995). A correção de ar-livre é expressa por:

$$C_{AL} = 0,3086h \text{ mGal} \quad \text{Equação 13}$$

Onde h é a altitude da estação em metros.

A correção de maré terrestre é realizada pois a mudança da posição da Terra em relação ao Sol e à Lua causa perturbações nos valores da gravidade que podem ser observadas dentro de um período de 24 horas. A magnitude dessas perturbações varia com a posição geográfica do ponto de observação e com a época do ano. Em um mesmo ponto, seus valores variam de modo senoidal, apresentando amplitude máxima pico-a-pico inferior a 0,3 mGal. Essa variação, embora muito pequena em relação ao valor da gravidade normal, deve ser eliminada, pois sua magnitude pode atingir a ordem de grandeza de anomalias comumente encontradas nos levantamentos para prospecção (Luiz & Silva, 1995).

As perturbações devidas ao Sol e à Lua podem ser calculadas para cada minuto de todos os dias de cada ano, em qualquer posição geográfica, através de fórmulas matemáticas desenvolvidas inicialmente por Longman (1959).

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. É necessário que o efeito da massa entre as estações de medida em um terreno acidentado e o nível do geóide seja eliminado. O cilindro deve ter densidade igual ao material que está entre o geóide e a estação (distribuições anômalas de densidade devem ser evitadas; Luiz & Silva, 1995). A correção Bouguer é dada por:

$$C_B = 0,04192\rho h \text{ mGal/m} \quad \text{Equação 14}$$

Onde ρ é a densidade em g/cm^3 .

Em levantamentos regionais o valor da densidade é generalizado, assumindo-se normalmente o valor de $2,67 \text{ g/cm}^3$.

A correção de terreno ou topográfica é feita pois na aplicação da correção Bouguer considera-se que acima do nível da estação não existe massa, desprezando-se o efeito do material localizado nas cotas mais elevadas, quando este existir. Existindo, esse material exerce atração sobre qualquer massa colocada na estação e sua componente vertical (cujo sentido opõe-se ao sentido da atração gravitacional) reduz o valor da gravidade medida no ponto. Este efeito deve ser subtraído do valor da gravidade normal reduzido pelas correções ar-livre e Bouguer ou somado ao valor da gravidade medido no terreno. Em vales, por meio da correção Bouguer adiciona-se massa onde na realidade ela, fisicamente, não existe. O efeito desta massa impropriamente adicionada deve também ser subtraído do valor normal da gravidade reduzida ou somado ao valor medido no terreno. Como os dois efeitos deixados pela correção Bouguer estão diretamente relacionados à topografia ou elevação do terreno, a sua compensação recebe a denominação de correção de terreno ou topográfica, C_T (Luiz & Silva, 1995; Reynolds, 1997).

A correção da deriva instrumental é importante porque os equipamentos utilizados em levantamentos gravimétricos geralmente são instrumentos de alta precisão e muito sensíveis, sendo que as variações do campo gravitacional detectadas são pequenas. Ao longo de um levantamento gravimétrico as condições físicas iniciais dos equipamentos vão sendo alteradas devido a vibrações, movimentos durante o transporte ou mesmo a sensíveis deformações plásticas resultantes da operação. A esta variação instrumental dá-se o nome de deriva ou drifte. Há duas espécies de deriva, a deriva estática, que pode ocorrer enquanto o equipamento está em repouso e deriva dinâmica adquirida enquanto o gravímetro está em movimento. Para a correção da deriva estática é realizada uma série de leituras com o gravímetro em repouso, antes e no fim do levantamento. A diferença entre as médias das duas séries, em mGal, são corrigidas da atração luni-solar e deve ser somada a todas as leituras do circuito. Finalizada a correção da deriva estática, inicia-se a rotina da correção da deriva dinâmica, sendo que o procedimento que inicia e é finalizado, com uma série de leituras em uma estação base com o valor da aceleração da gravidade conhecida. A diferença entre a média das leituras, corrigidas da atração gravitacional luni-solar e da deriva estática é dividida pelo tempo de operação. Este valor é distribuído proporcionalmente aquele tempo, de forma que a medida inicial seja igual à final do levantamento.

3.4 Densidade dos Materiais Terrestres

As anomalias gravimétricas estão relacionadas com as variações laterais de densidade em um ambiente geológico. A maioria das rochas têm densidades entre os 1,6 e os 3,2 kg/m³ e a densidade depende da composição e da porosidade. As variações de porosidade são a causa principal das diferenças de densidade das rochas sedimentares, desse modo, quanto maior a profundidade maior deve ser densidade, devido à compactação.

As rochas ígneas e metamórficas têm uma porosidade muito reduzida e são as diferenças de composição que determinam as suas densidades. Através do valor de densidade permite se identificar rochas ou minerais, porém estes não são caracterizados por um único valor de densidade e sim por uma faixa de variação de densidade (Luiz & Silva, 1995), (Tabela 2).

Tabela 2- Densidade das principais rochas: S: sedimentares, I: ígneas, M: metamórficas (Luiz & Silva, 1995).

ROCHAS	VARIAÇÃO DE DENSIDADE - (g/cm ³)	DENSIDADE MÉDIA - (g/cm ³)
Solo (S)	1,20 - 2,40	1,92
Areia (S)	1,70 - 2,30	2,00
Argila (S)	1,63 - 2,60	2,21
Arenito (S)	1,61 - 2,76	2,35
Calcário (S)	1,93 - 2,90	2,55
Riolito (I)	2,35 - 2,70	2,52
Granito (I)	2,50 - 2,81	2,64
Granodiorito (I)	2,67 - 2,79	2,73
Sienito (I)	2,60 - 2,95	2,77
Lavas (I)	2,80 - 3,00	2,90
Diabásio (I)	2,50 - 3,20	2,91
Basalto (I)	2,70 - 3,30	2,99
Rochas ácidas (I)	2,30 - 3,11	2,61
Rochas básicas (I)	2,09 - 3,17	2,79
Quartzito (M)	2,50 - 2,70	2,60
Xisto (M)	2,39 - 2,90	2,64
Mármore (M)	2,60 - 2,90	2,75
Gnaisse (M)	2,95 - 3,00	2,80

3.5 Levantamento Gravimétrico

Em um levantamento gravimétrico deve-se atentar para a distinção entre um trabalho de campo regional, de reconhecimento e de detalhe (Mirónov, 1977). O levantamento regional permite obter um quadro geral do campo gravitacional em áreas extensas do território, revelar as propriedades mais gerais do campo e sua ligação com as estruturas geológicas regionais e/ou destacar as zonas de maior perspectiva para um levantamento posterior mais minucioso. O levantamento de reconhecimento se faz com o objetivo de localizar alvos que possam se traduzir

em depósitos minerais, delimitando estruturas e litologias locais que controlam esse alvo. O levantamento detalhado serve para detalhar alvos previamente selecionados, como jazimentos minerais, e investigar o seu entorno. Também existe levantamentos microgravimétricos, de maior detalhamento e que necessitam grande precisão nas medidas e nas correções.

Ao se efetuar levantamentos gravimétricos, deve-se buscar as estações com gravidade absoluta pré-determinada na área de estudo. Estas estações devem ser a primeira e a última leitura em cada dia de trabalho, assim fechando um circuito, para que seja possível determinar a deriva do instrumento e de forma indireta, a gravidade absoluta de cada ponto. A medida de cada ponto deve ser acompanhada pela determinação de suas coordenadas planas e altitude, assim assegurando uma boa localização de todos os pontos, que pode ser feita com mapas, fotografias aéreas ou usando-se posicionamento por satélites como o GPS (*Global Positioning System*). Uma coordenação entre os pontos coletados e uma rede de referência onde se tenha valores absolutos de gravidade conhecidos também é muito importante.

Os pontos de referência das redes fundamentais ou do executante devem estar em lugares de fácil acesso e reconhecimento (cruzamentos, locais característicos, como igrejas, escolas, etc.). Um ponto de referência, não necessariamente o mesmo, deve ser ocupado no início e ao final de um conjunto de observações para se corrigir o efeito de deriva do aparelho.

Em Mirónov (1977), (Tabela 3), demonstra-se a precisão e densidade da malha de dados para observações gravimétricas.

Tabela 3- Precisão e densidade aplicada a levantamentos gravimétricos (Mironov, 1997).

Intervalo entre as linhas de contorno Bouguer (mGal)	Escala do mapa	Erro médio quadrático em mGal dos dados observados nas estações de referência de 1ª e 2ª ordem (mGal)	Densidade da malha (pontos/km ²)
10	1:2 500 000	± 0,8	0,0025-0,0067
5-10	1:1 000 000	± 0,6-0,8	0,0025-0,04
5	1:500 000	± 0,6	0,01-0,04
2-5	1:250 000	± 0,5-0,6	0,04-0,13
2	1:200 000	± 0,5	0,1-0,25
1-2	1:100 000	± 0,3-0,5	0,1-1
0,5-1	1:50 000	± 0,15-0,3	0,25-5
0,5	1:25 000	± 0,15	1-5
0,2-0,25	1:10 000	± 0,08	10-50
0,1-0,25	1:5 000	± 0,03-0,08	10-500
0,1	1:2 000	± 0,03	100-500
0,1	1:1 000	± 0,03	100-500

3.6 Sistema de Posicionamento 3D por Satélites Artificiais

As precisões necessárias no posicionamento das estações gravimétricas dependem da escala de trabalho adotada. Porém, é sempre importante obter uma máxima precisão nas coordenadas planas e nas altitudes das estações, tendo em vista que muitas correções (reduções gravimétricas), necessitam de tais parâmetros, sendo que quanto mais preciso o posicionamento, melhor serão os dados resultantes. Nisto, optou-se por usar receptores GPS (*Global Positioning System*) com precisão geodésica que permite a realização de correções diferenciadas por pós-processamento, obtendo assim uma boa precisão nas coordenadas planas e nas altitudes das estações gravimétricas.

3.6.1 Princípios

O sistema de posicionamento global NAVSTAR-GPS (*Global Positioning System*) é um sistema de rádio navegação desenvolvido pelo Departamento de Defesa dos Estados Unidos da América, com o objetivo de tornar-se o principal sistema de navegação das forças armadas americanas (Monico, 2000). Segundo Pinho (2010), o GPS é um sistema de abrangência global, situado no sistema denominado de GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*) e foi projetado para que em qualquer lugar da superfície terrestre, estejam disponíveis acima do horizonte do observador, no mínimo, quatro satélites GPS para serem rastreados. Conhecendo as coordenadas dos satélites num sistema de referência apropriado é possível calcular as coordenadas da antena do usuário no mesmo sistema de referência dos satélites. Esta situação garante a condição geométrica necessária à navegação em tempo real, permitindo a

determinação das coordenadas do local, através da recepção dos sinais por meio de receptores GPS. O rastreamento do quinto satélite é desejável para manter a posição fixa tridimensional, caso um dos satélites rastreados saia do campo de abrangência do usuário. O funcionamento do GPS se baseia no princípio da triangulação, segundo o qual o observador conhece a posição de um conjunto de satélites em relação a um referencial inercial e a sua posição em relação a este conjunto, e obtém sua própria posição no sistema de referência. O sistema de referência utilizado pelo GPS é o datum *World Geodetic System 1984 (WGS 84)*. Os satélites são monitorados pelo Departamento de Defesa norte-americano, constantemente, sempre no momento em que passam sobre as estações de monitoramento. Nesta circunstância é medida a altitude, posição e velocidade de cada satélite.

As variações de órbita dos satélites são corrigidas neste momento e enviadas para os satélites, sendo que estas informações são denominadas de efemérides e divididas em três grupos, as preditas, transmitidas e precisas. O sistema GPS é composto por três segmentos (Pinho, 2010): Espacial, Controle e Usuário (Fig. 20). O segmento espacial é composto por uma constelação de 31 satélites, orbitando a uma altitude aproximada de 20.200 km da superfície terrestre (El-Rabbany, 2002), distribuídos em seis planos orbitais, igualmente espaçados em 60° em longitude. Cada órbita tem inclinação de 55° em relação ao plano do Equador e o período orbital é de aproximadamente 12 horas siderais (~11 horas e 58 minutos). Dessa forma, a posição dos satélites se repete, a cada dia, 4 minutos antes que a do dia anterior. Essa configuração garante que, no mínimo, quatro satélites GPS sejam visíveis em qualquer local da superfície terrestre, a qualquer hora. A função do segmento espacial é gerar e transmitir os sinais GPS (códigos, portadoras e mensagens de navegação). Cada satélite GPS transmite duas ondas portadoras na banda L do espectro, que permitem operações em quaisquer condições de tempo, denominadas de L1 e L2.

O segmento de controle é responsável pela operação do Sistema GPS. Suas funções são monitorar e controlar continuamente o sistema de satélites, determinar o sistema de tempo GPS, prever as efemérides dos satélites, calcular as correções dos relógios dos satélites e atualizar periodicamente as mensagens de navegação de cada satélite.

O segmento de usuários refere-se a tudo que se relaciona com a comunidade usuária para determinação de posição, velocidade e tempo através dos receptores de sinal GPS. Os receptores GPS são constituídos, principalmente, de uma antena com pré-amplificador, seção de RF (radiofrequência) para identificação e processamento do sinal, microprocessador para controle do receptor, amostragem e processamento dos dados, oscilador, interface para o

usuário, painel de exibição e comandos, provisão de energia e memória para armazenar os dados.

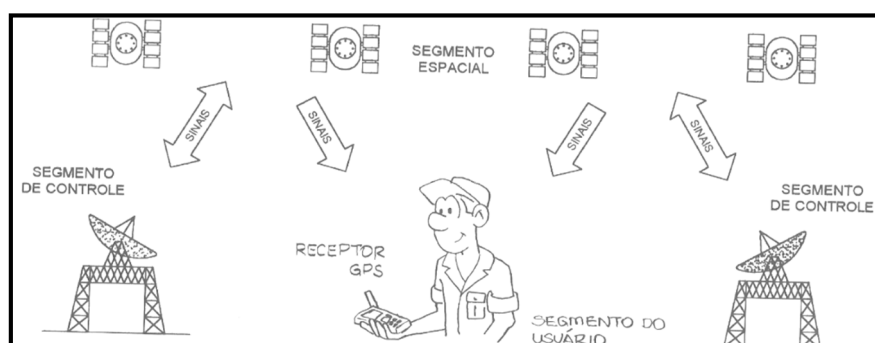


Figura 20- Componentes do sistema GPS (Friedmann, 2008).

As observáveis GPS são os parâmetros que permitem determinar posição, velocidade e tempo (Pinho, 2010). Os tipos de observações fornecidas por receptores GPS dependem das diferentes técnicas usadas nestes.

As observáveis do sistema NAVSTAR-GPS estão sujeitas erros, sendo necessário conhecê-los para minimizar os seus efeitos. As fontes de erros são os satélites, a propagação do sinal, receptor/antena e a própria estação (Seeber, 2003). A tabela 4 apresenta os principais erros envolvidos no sistema NAVSTAR-GPS.

Tabela 4- Fontes de erros presentes no sistema NAVSTAR-GPS (Seeber, 2003).

Fontes de erro	Erros	Magnitudes
Satélite	Órbita	2m
	Relógio	2m
	Atraso no <i>hardware</i>	cm
	Antena	cm
	Relatividade	cm
	Fase	cm
Atmosfera	Ionosfera	2 a 10 m no zênite
	Troposfera	2,3 a 2,5 m no zênite
Local	Perdas de ciclo	20 cm ou mais
	Multicaminhamento	Código: m
	Carga hidráulica	Fase: cm Mm a cm
Estação	Rotação da terra	m
	Movimento da Crosta	cm
	Marés terrestres	cm
	Movimento do polo	cm
	Carga dos oceanos	cm
	Pressão da atmosfera	cm
Antena	Centro de fase	mm a cm
	Variação do centro de fase	mm a cm
Receptor	Erro do relógio	m
	Atraso no <i>hardware</i>	dm a m
	Ruídos	Código: 0,25 a 0,5 m
		Fase: 1 a 2 mm

3.6.2 Instrumentos

O posicionamento através do GPS pode ser realizado a partir de diferentes técnicas e observáveis, as quais fornecem níveis de precisão que variam desde algumas dezenas de metros até poucos milímetros. Ressalta-se que a observável utilizada no processo de estimação das coordenadas é um dos principais fatores que influenciam os níveis de precisão alcançados. Normalmente, o posicionamento com GPS é efetuado a partir da fase de batimento da onda portadora e/ou da pseudodistância. Devido à precisão da medida da fase da onda portadora ser da ordem de milímetros, ela é a observável indispensável na obtenção de posicionamentos que requeiram melhor precisão. A pseudodistância é mais utilizada em posicionamentos com precisão de ordem métrica. Embora os satélites transmitam todos os sinais continuamente, nem todos os receptores são desenvolvidos para rastreá-los. Os receptores podem ser classificados, segundo sua utilização, como:

Navegação: destinado à navegação terrestre, marítima e aérea, bem como a levantamentos com precisão de ordem métrica. Na maioria dos casos, as observações utilizadas são as pseudodistâncias derivadas do código C/A, embora alguns programas permitam extrair as observações de pseudodistância e da fase da onda portadora para posterior processamento, sendo utilizados na coleta de dados para o Sistema de Informações Geográficas (SIG).

Topográfico: podem proporcionar posicionamento preciso quando utilizados em conjunto com um ou mais receptores localizados em estações de referência, mas sua utilização fica restrita a uma área compreendida dentro de um círculo de raio de aproximadamente 10 quilômetros normalmente utilizado em levantamentos topográficos. Estes receptores são capazes de rastrear a fase da onda portadora L1 e o código C/A.

Geodésico: receptores capazes de rastrear a fase da onda portadora nas duas frequências. Isso possibilita a sua utilização em linhas de base maiores que 10 km, pois é possível modelar a maior parte da refração ionosférica a partir do uso da combinação linear livre da ionosfera durante o processamento dos dados. Normalmente estes receptores são utilizados na geodésia.

As técnicas de posicionamento podem ser classificadas como estáticos e cinemáticos, dependendo do movimento da antena, bem como em tempo real e pós-processado, que está relacionado com a disponibilidade das coordenadas. Além destas duas categorias, as técnicas podem ser divididas quanto à metodologia adotada, ou seja, utilizando ou não uma estação de referência, sendo denominadas de posicionamento relativo e posicionamento por ponto, respectivamente.

4 AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS

As campanhas de prospecção geofísica de campo foram efetuadas em quatro períodos distintos, nas seguintes datas: março de 2007, julho de 2008, outubro de 2010 e março de 2013. Os dados foram organizados por dia de levantamento, sendo que cada dia corresponde a uma linha, perfazendo 11 linhas, totalizando 800 km em estradas e acessos percorridos (Fig. 21).

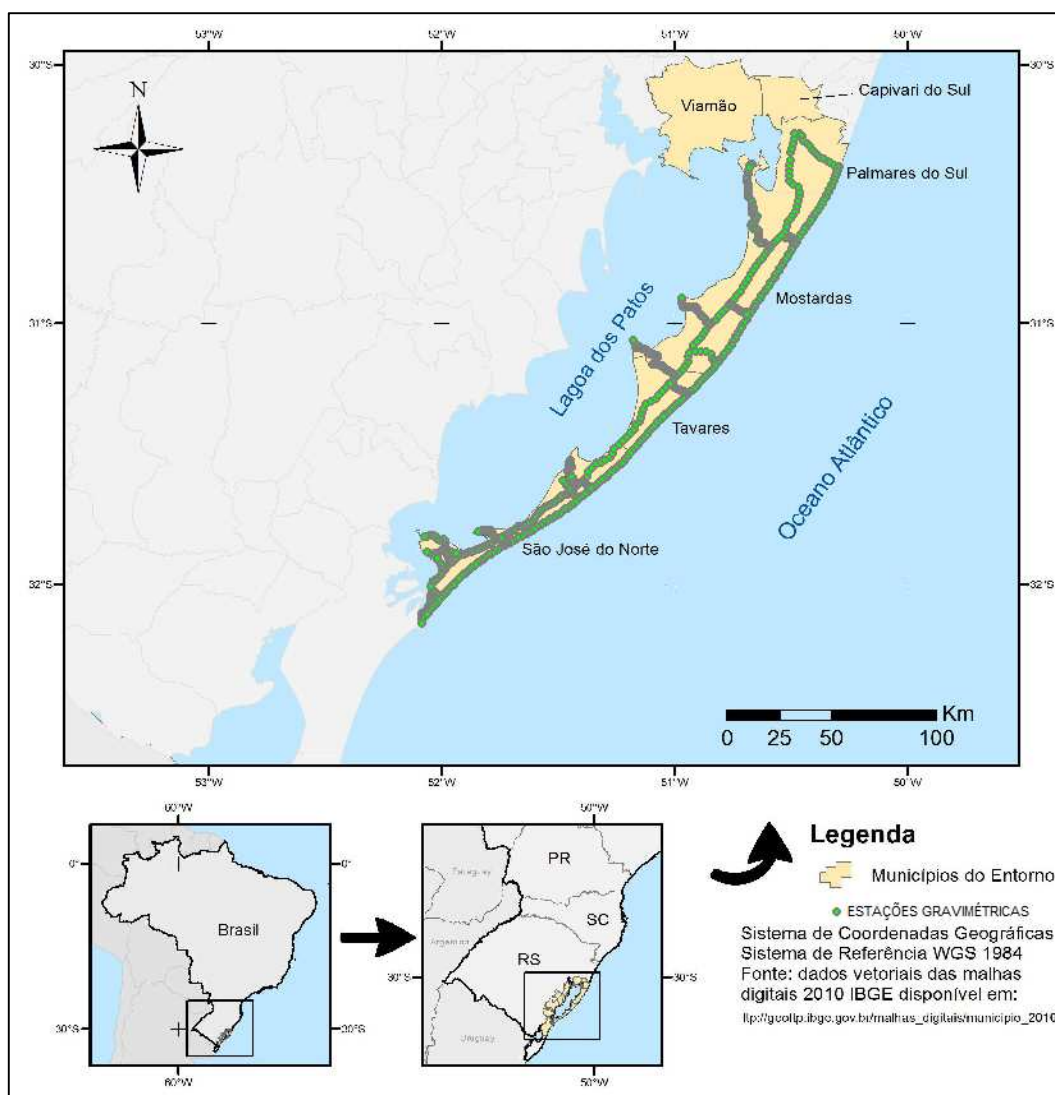


Figura 21- Mapa de localização das estações gravimétricas do estudo em questão.

O trabalho pré-campo constou na vetorização das estradas e acessos identificados em imagens de satélite para posterior envio a um receptor GPS, a partir do qual foi realizada a navegação para os acessos e alvos identificados no campo. Outro procedimento feito no gravímetro antes de cada campanha de levantamento é a determinação do fator de correção da deriva instrumental, e a verificação da compensação da temperatura de operação do

equipamento e o erro de zero dos sensores de inclinação, procedimentos mencionados no capítulo que descreve os Gravímetros Relativos Digitais.

4.1 Gravimetria

Durante as quatro etapas do levantamento de campo foram adquiridos um total de 777 estações gravimétricas medidas com o gravímetro SCINTREX CG-3 em perfis nas estradas e vias vicinais. No sentido Norte-Sul foi feito dois perfis paralelos: um percorrendo a estrada BR-101 Sul do acesso à localidade de Granja Vargas em Palmares do Sul até o Centro da Cidade de São José do Norte, com o espaçamento médio de 2 km entre as estações, e outro pela linha de costa ao longo da face praial, a qual se identifica a zona de varrido superior (parte mais alta da praia varrida pelas ondas), do Balneário Dunas Altas até o molhe leste da barra da Lagoa dos Patos em São José do Norte, com o espaçamento médio de 750 m entre as estações. Foram percorridos perfis no sentido Leste-Oeste com início na linha de praia até os seguintes pontos: Ponta Rasa, Ponta dos Lençóis, Ponta do Bojuru, Ponta Cristóvão Pereira, Ponta São Simão e Ponta do Anastácio com o espaçamento médio de 1 km.

Quanto a realização das devidas correções, como a da deriva do instrumento (gravímetro), o levantamento iniciou e finalizou sempre em estações com gravidade absoluta conhecida. As estações utilizadas, onde foi aberto e fechado o circuito, foram as localizadas no Campus do Vale da UFRGS (estação gravimétrica da rede do IBGE nº 8061785 com conexão ao RN3093-L, coordenadas SIRGAS 2000, $\varphi=30^{\circ}04'21''S$, $\lambda=51^{\circ}07'13''W$, altitude ortométrica = 63,1424 m, Gravidade = 979298,360 mGal) e a estação na cidade de Osório onde há uma RN (referência de nível) do Exército Brasileiro na Biblioteca Pública (Fig. 22), antiga sede da Prefeitura Municipal (coordenadas $\varphi=29^{\circ}53'15,7''S$, $\lambda=50^{\circ}16'11,9''W$, altitude ortométrica=16m, Gravidade=979275,970 mGal sendo o valor de Gravidade "transportado" no estudo de Cruz (2006), e a estação em Mostardas (Fig. 23) onde foi usada a estação SAT 91976 do IBGE (coordenadas $\varphi = 31^{\circ}06'18,0252''S$, $\lambda = 50^{\circ}55'17,5639''W$, altitude ortométrica = 13,02m, Gravidade = 979416,736 mGal) com o valor de gravidade "transportado" neste presente estudo, onde foi feito dois circuitos Osório-Mostardas-Osório, um na manhã e outro na tarde do mesmo dia, para obtenção de uma maior precisão na obtenção do valor de gravidade.

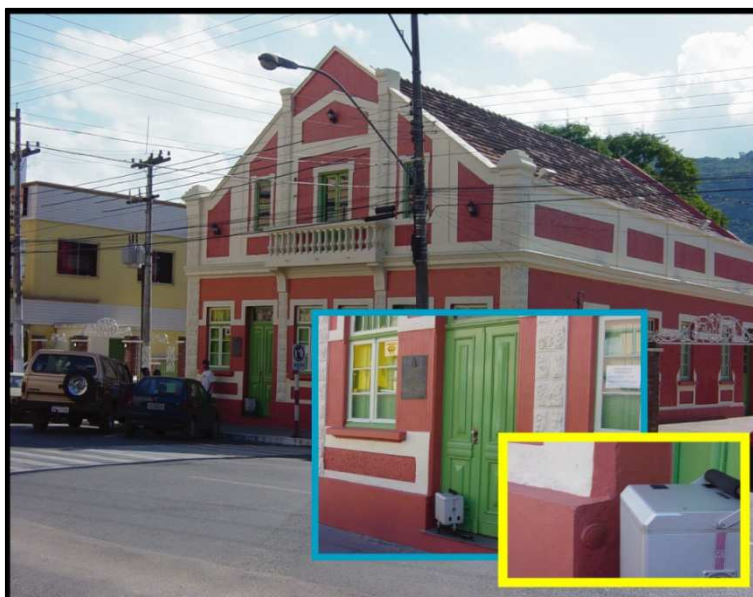


Figura 22- Biblioteca pública de Osório, no detalhe a RN do exército (Cruz, 2006).



Figura 23- Estação SAT 91976 do IBGE em Mostardas, onde foi usada como base.

Para a o levantamento gravimétrico utilizou-se um gravímetro SCINTREX CG-3 (Fig. 17) do Departamento de Geodésia do Instituto de Geociências da UFRGS.

Como mencionado anteriormente, o ponto inicial do levantamento foi em estações com gravidade conhecida e cada leitura do gravímetro em um ponto corresponde à média de 60 amostras tomadas sequencialmente pelo instrumento, as quais são corrigidas automaticamente do efeito de marés terrestres.

As leituras foram feitas após o equipamento estar nivelado sobre o ponto, sendo a leitura final o valor médio das amostras, acompanhado de seu respectivo desvio padrão, e ao final deste processo, a leitura é armazenada na memória do equipamento juntamente com outras variáveis:

número da estação, desvio padrão da média, duração da leitura, correção devido a maré terrestre, número de amostras rejeitadas e as inclinações nos eixos X e Y.

As correções (citadas anteriormente no capítulo de reduções gravimétricas) foram realizadas no software *Oasis Montaj* da Geosoft utilizando o módulo *Gravity*. Introduzindo um banco de dados com as coordenadas UTM norte, UTM leste, altitude ortométrica e os dados armazenados e transferidos do gravímetro sendo possível efetuar as correções automaticamente após o ajuste dos parâmetros requisitados no software, como a densidade média adotada: $2,67 \text{ g/cm}^3$ e a fórmula para correção da latitude utilizada, a Fórmula Internacional da Gravidade de 1967. Ao final das correções é gerado um banco de dados com colunas contendo os valores das anomalias Free-air e Bouguer e a gravidade absoluta.

É possível também efetuar a correção de terreno no software referido, inserindo um modelo digital de elevação da região do levantamento. Devido a região da área de estudo ser consideravelmente plana, os pontos de altitudes mínima (0,607 m) na beira do mar e máxima (26 m) na estrada BR-101 Sul Km 338 e a falta de informações altimétricas da região, a correção de terreno não foi realizada.

4.2 Sistema de Navegação Global por Satélite (GNSS)

Para o posicionamento 3D por satélites artificiais (coordenadas planas e altitude) foi empregado receptores GPS e GNSS geodésicos distintos nas diferentes campanhas de campo, pela disponibilidade e para testar a precisão destes em um levantamento de escala regional. No total foram utilizados 3 receptores, um GNSS geodésico L1 e L2 GR3 da marca *TopCon* (precisão horizontal de $3\text{mm} + 0,5 \text{ ppm}$ e vertical de $5\text{mm} + 0,5 \text{ ppm}$), um de navegação, GPS Garmin 76 map S para navegação em tempo real, sendo estes pertencentes ao departamento de Geodésia do Instituto de Geociências da UFRGS, e um receptor GPS geodésico L1 Pro Mark 3 da marca *Ashtech* (precisão horizontal de $5\text{mm} + 1 \text{ ppm}$ e vertical de $10\text{mm} + 2 \text{ ppm}$) de propriedade do autor.

Os receptores geodésicos (GPS e GNSS) tiveram a antena do receptor instalada no veículo (Fig. 24) cuja altura ao solo foi descontada ao valor da altitude e as medidas de gravimetria foram medidas ao lado do veículo, sendo que o método de aquisição dos pontos coletados foi o do relativo estático com duração média de 5 minutos, tempo gasto para nivelar o gravímetro e realizar sua medida de gravidade, e taxa de gravação do arquivo de 1 segundo para o pós-processamento através do software *Topcon Tools*. As bases usadas para a correção e ajustamento foram POAL (Porto Alegre) e SMAR (Santa Maria) estações da Rede de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS (RBMC). As coordenadas planas foram

referenciadas ao Datum WGS84 e posterior transformação para o Datum SAD69, sistema de coordenadas UTM Fuso 22S pois a fórmula utilizada nas correções foi a Fórmula Internacional da Gravidade de 1967.



Figura 24- Detalhe da fixação da antena do receptor GPS no veículo.

A altitude determinada no processamento dos dados do GPS está referida a superfície do elipsóide, denominada altitude elipsoidal ou geométrica (h). Entretanto, a altitude utilizada para as correções é a ortométrica (H) que, em primeira aproximação, é a superfície equipotencial que coincide com o nível médio dos mares e é referida ao geóide. As altitudes ortométricas e geométricas estão relacionadas através da ondulação geoidal (N) (Fig. 25). Então, para converter a altitude elipsoidal em altitude ortométrica é usada a equação:

$$H = h - N \text{ Equação 15}$$

Onde : H : altitude ortométrica; N : ondulação geoidal; h : altitude elipsoidal

A correção geoidal para posterior obtenção da altitude ortométrica foi efetuada no software MapGeo 2010 disponibilizado pelo IBGE, onde entra-se com as coordenadas planas e o interpolador do programa calcula a ondulação geoidal para o ponto.

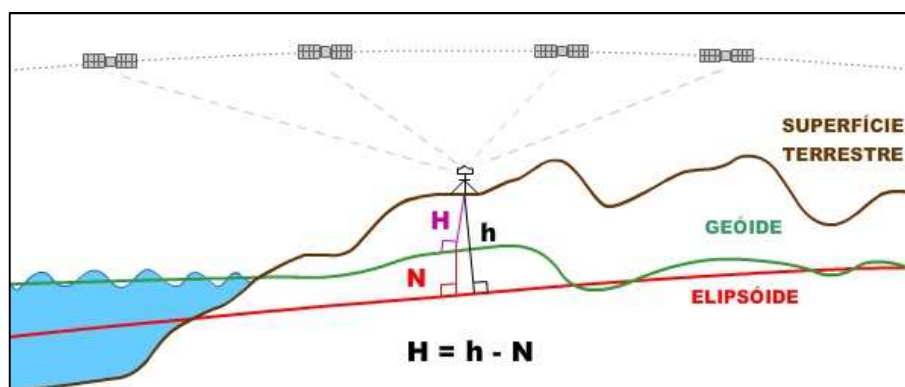


Figura 25- Relação entre altitude elipsoidal (h), altitude ortométrica (H) e altura geoidal (N) Fonte: IBGE.

5 RESULTADOS

Após as correções, foi gerado a base de dados no software Oasis Montaj Geosoft, onde são armazenados e ordenados todos os valores e as respectivas coordenadas dos pontos. As informações estão em forma de colunas (*channels*), sendo que cada coluna possui um tipo de informação (*fields*) e cada linha refere-se a um ponto de medida (Fig. 26).

A geração dos mapas de anomalias Bouguer é feita com base no banco de dados criado anteriormente. A partir destes dados é criada uma malha regular, também chamada *grid*, através de interpolação numérica com o uso de um modelo adequado. Nos processamentos realizados, para geração dos *grids* ou malhas regulares de pontos, foram testados dois métodos: o método da Krigagem e o método da Mínima Curvatura sendo que os dois métodos geraram grids muito parecidos, com célula de 1,7 km. Decidiu-se então pela Krigagem, pois parte do princípio que pontos próximos no espaço tendem a ter valores mais parecidos do que pontos mais afastados, enquanto que o método da Mínima Curvatura interpola os dados através do ajuste de uma superfície bidimensional aos dados brutos (x, y, z) de tal forma que a curvatura da superfície seja minimizada.

Station	Date	Time	Reading	Longitude	Latitude	X	Y	Elevation	TideCorr	Gravity	FreeAir	Bouguer
0.091976	2013/03/28	08:19:51	5484.995	-50.55.15.68	-31.06.16.22	*	*	13.580	-0.0832	979416.736	9.584	8.064
1.01169	2013/03/28	09:10:58	5444.005	-50.35.06.13	-30.42.45.98	539733.6	6602144.0	19.894	-0.0532	979375.766	1.749	-0.477
2.01170	2013/03/28	09:18:49	5442.720	-50.35.24.17	-30.42.14.83	539257.3	6603105.0	17.654	-0.0477	979374.485	0.463	-1.512
3.01171	2013/03/28	09:25:27	5442.485	-50.35.51.90	-30.41.55.98	538521.6	6603687.8	13.353	-0.0430	979374.253	-0.680	-2.175
4.01172	2013/03/28	09:33:39	5441.825	-50.36.27.38	-30.41.45.07	537579.1	6604027.0	10.174	-0.0370	979373.598	-2.077	-3.215
5.01173	2013/03/28	09:38:21	5441.260	-50.37.05.29	-30.41.33.29	536571.6	6604393.0	10.617	-0.0336	979373.035	-2.243	-3.431
6.01174	2013/03/28	09:45:37	5440.280	-50.37.45.19	-30.41.28.55	535510.7	6604542.4	13.926	-0.0281	979372.059	-2.093	-3.652
7.01175	2013/03/28	09:51:57	5438.270	-50.38.08.22	-30.41.02.18	534900.6	6605356.4	14.362	-0.0233	979370.053	-3.384	-4.991
8.01176	2013/03/28	09:57:10	5436.555	-50.38.07.18	-30.40.28.33	534931.8	6606398.2	12.524	-0.0192	979368.341	-4.918	-6.320
9.01177	2013/03/28	10:03:18	5435.115	-50.38.03.31	-30.39.52.84	535038.3	6607490.5	9.989	-0.0145	979366.905	-6.356	-7.473
10.01178	2013/03/28	10:08:02	5433.625	-50.37.50.95	-30.39.19.12	535131.1	6608528.3	9.540	-0.0108	979365.417	-7.230	-8.307

Figura 26- Modelo do arquivo de saída do processamento no GEOSOFT, já calculado o valor da aceleração da gravidade e as anomalias FREE-AIR e Bouguer.

5.1 Mapa de Anomalia Bouguer

O mapa de anomalia Bouguer da região em estudo (fig. 27) mostra quatro áreas com relevos gravimétricos distintos. No extremo norte da área, em Palmares do Sul, junto à ponta do Anastácio, observam-se valores baixos, sendo que o menor valor de anomalia da área de estudo, de -15,50 mGal, encontra-se na BR-101 Sul no acesso à Granja Vargas. Este baixo gravimétrico apresenta duas orientações, E-W e N-S, sendo que a orientação norte-sul percorre toda ponta do Anastácio e a orientação leste-oeste concentra-se na Lagoa dos Patos e suavizando em direção ao Oceano Atlântico. Mais ao Sul, entre a ponta São Simão e o Oceano Atlântico, a anomalia é fortemente positiva, de 28,77 mGal, com forma circular, suavizando na direção leste e voltando a aumentar com direção SW-NE no perfil beira-mar. Na região de Bojuru é identificado um baixo gravimétrico mais atenuado entre o litoral e a região do Estreito,

diminuindo o valor para sul em direção ao oceano, sendo que a geometria desta anomalia negativa forma um semi-círculo; os valores mais baixos localizam-se na região de Estreito. No extremo sul da área de estudo, perto do Molhe leste da foz da Lagoa dos Patos, na praia do Mar Grosso, em São José do Norte, a anomalia é fortemente positiva, de forma circular, com tendência de continuação para o sudeste.

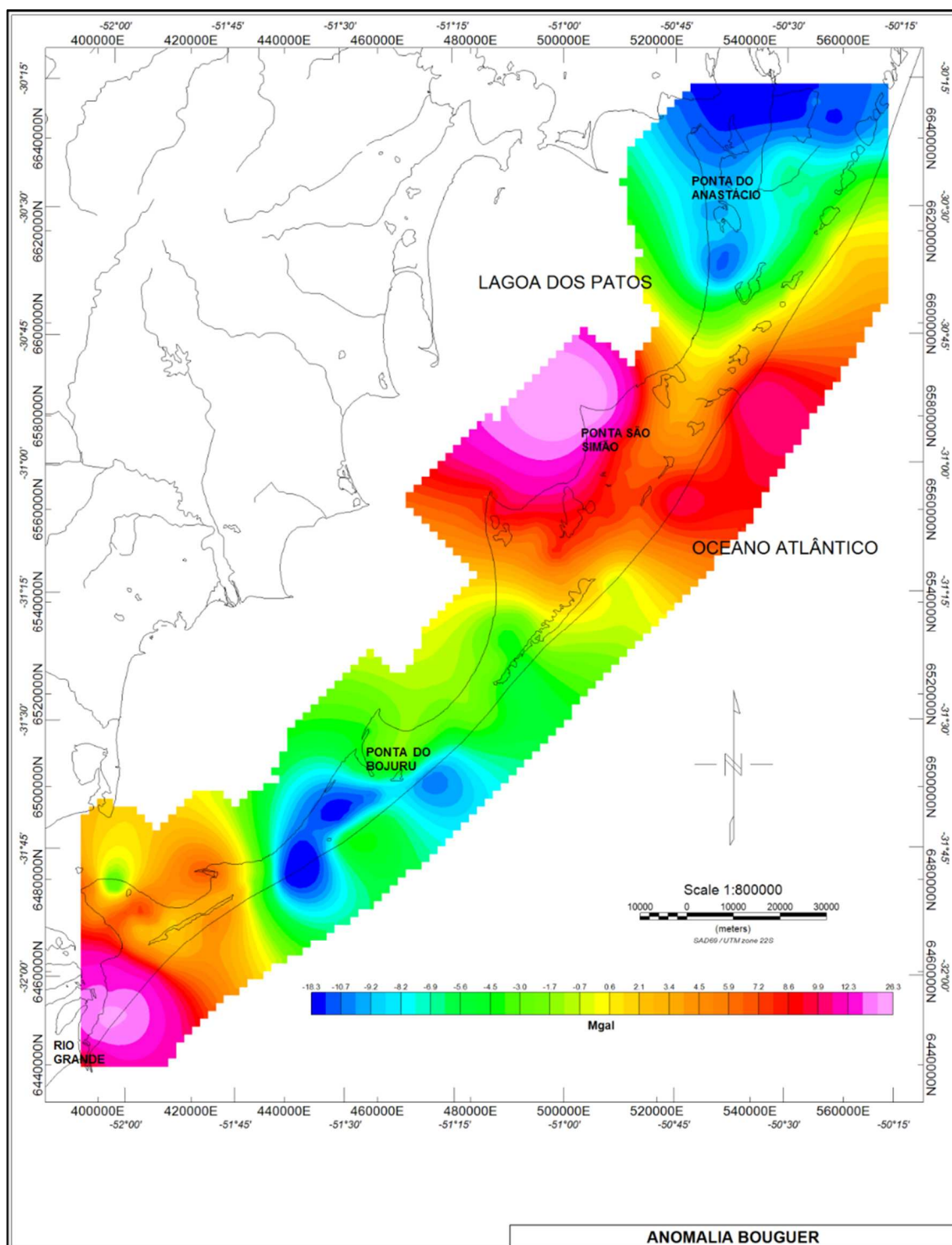


Figura 27- Mapa da anomalia Bouguer da área de estudo.

5.2 Separação Regional e Residual

O mapa de anomalia gravimétrica é a resultante da soma de uma série de anomalias causadas por fontes rasas e profundas. A separação do efeito destas fontes requer hipóteses e o emprego de uma série de transformações nos dados que permitam interpretar e adequar à integração geológica. Neste trabalho empregou-se a ferramenta Magmap do software Oasis Montaj da Geosoft para a filtragem do campo regional para a obtenção das anomalias residuais. Foi utilizada a filtragem espectral baseada no conceito de series de *Fourier* em que a malha interpolada dos dados é aproximada pela soma de uma série de ondas harmônicas no plano $x-y$, que apresentam diferentes relações de frequência, azimuth, amplitude e fase. Antes da filtragem, os dados são transformados para o domínio do número de onda por meio da transformada rápida de *Fourier* (*Fourier Fast Transform - FFT*). Para a separação dos dados de anomalia Bouguer nas suas componentes regional e residual foi aplicado um filtro gaussiano. O filtro gaussiano é suave e funciona como um filtro passa-corta banda, sendo que os dados de saída apresentam uma distribuição gaussiana (normal), e o ponto de corte escolhido é o desvio padrão da função gaussiana. A escolha desta técnica se deve ao fato que se tem a liberdade de escolha dos comprimentos de onda a serem separados (Fig. 28).

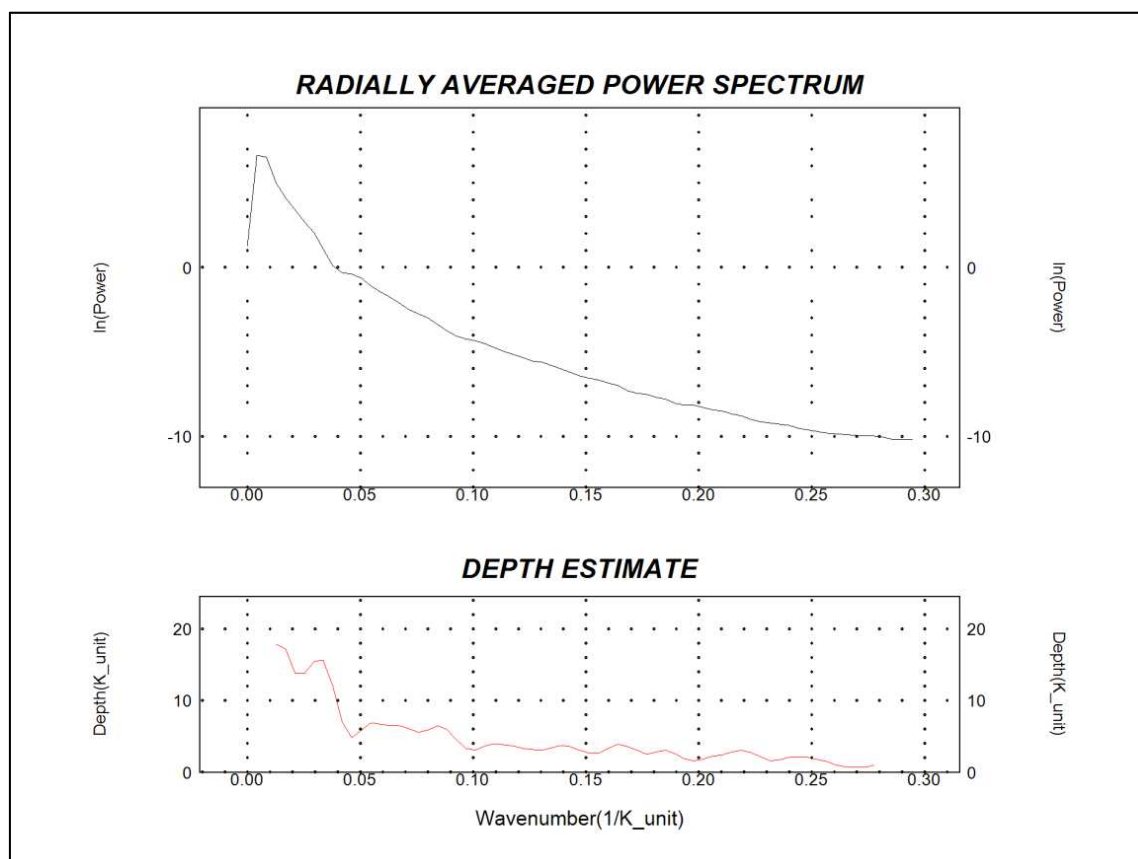


Figura 28- Espectro de potência para as anomalias Bouguer da área de estudo.

Após vários testes, foram removidas as anomalias com comprimento de onda acima de 5 km, pois esta é o dobro da distância máxima entre as estações dos perfis, já que testes realizados com comprimentos menores geraram mapas com muitos ruídos, atribuídos aos vazios na malha, por haver regiões inacessíveis na área de estudo (banhados, lagoas).

5.3 Mapa da Anomalia Bouguer do Campo Regional

A separação das componentes regional e residual do campo anômalo, como já foi citado anteriormente, foi efetuada através da aplicação de um filtro espectral gaussiano, cujos parâmetros são: o comprimento de onda de corte em unidades de campo, que representa o desvio padrão, e o tipo de filtro, sendo Passa-baixa para a componente regional e Passa-alta para a componente residual.

A Figura 29 apresenta o mapa de anomalias regionais, que assim como o mapa de anomalia Bouguer, apresenta quatro setores de anomalias distintos, porém com valores mais suavizados (-8,9 até 10,9 mGal). A correlação entre os mapas leva a constatação de que estas anomalias são de corpos e ou estruturas que estão em profundidade.

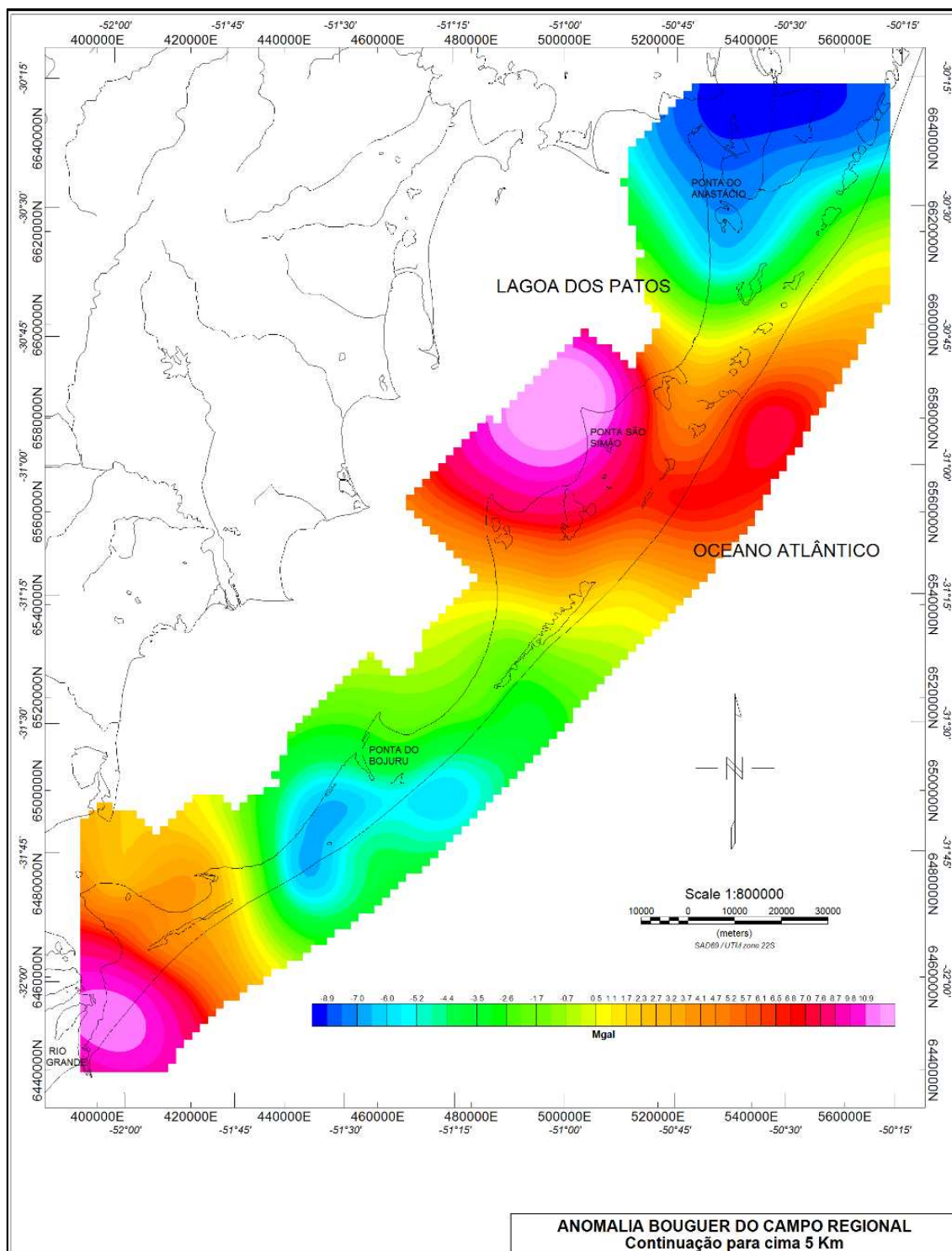


Figura 29- Mapa da anomalia Bouguer do campo regional.

5.4 Mapa da Anomalia Bouguer do Campo Residual

O mapa de anomalia bouguer residual é produzido com a remoção da superfície de tendência de primeira ordem que atenua a influência de fontes de anomalias mais profundas de caráter regional, assim se obtém uma leitura mais apurada das rochas em sub-superfície (Fig. 30).

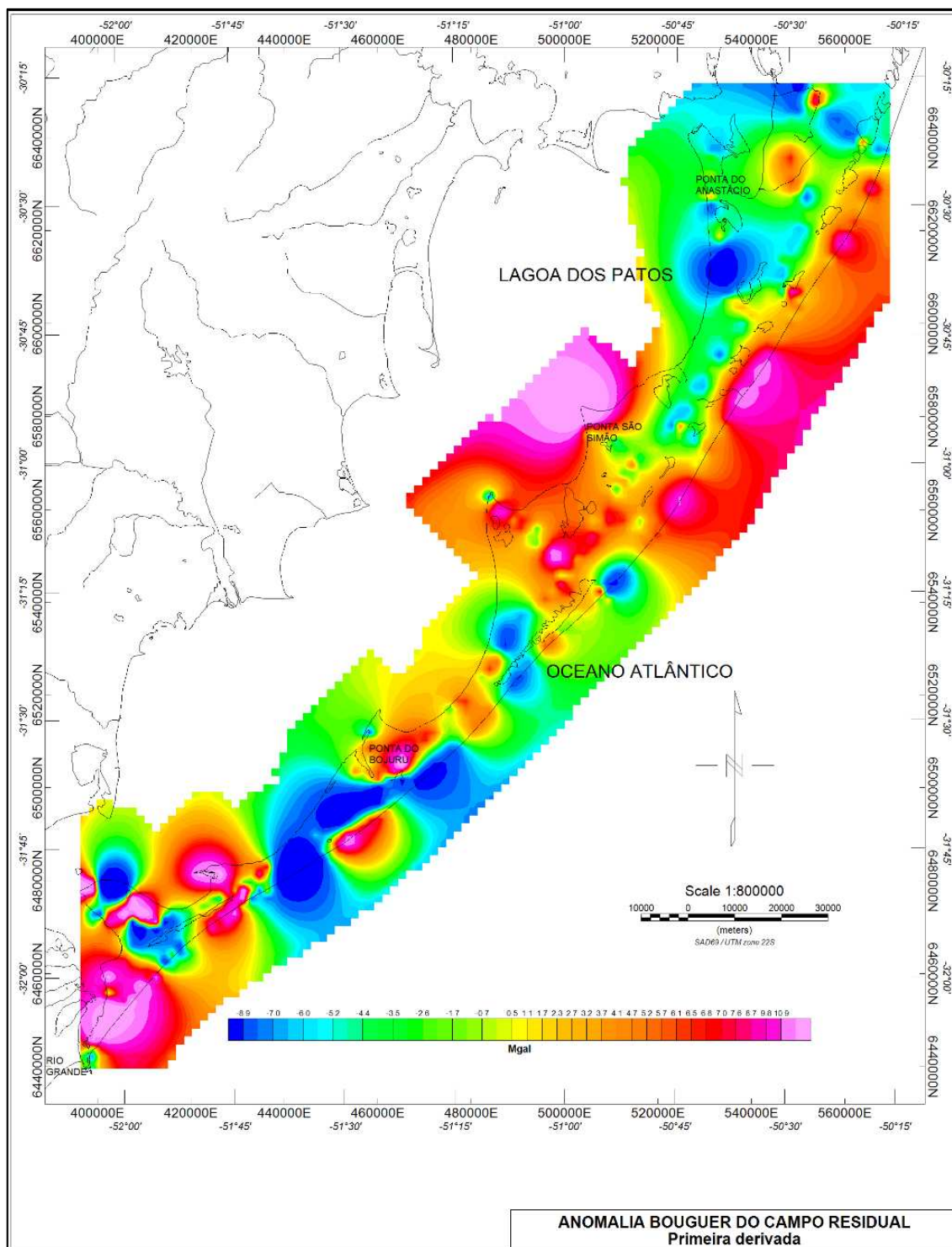


Figura 30- Mapa da anomalia Bouguer do Campo residual.

Com este mapa se percebe um relevo gravimétrico mais heterogêneo que o mapa de anomalia Bouguer, onde fontes de anomalias positivas estão localizadas em áreas no nordeste, na beira do mar, e sudoeste da região, além de outros pontos menores espalhados pelo sul da região.

No norte da região, onde se concentra uma área com anomalias de valores baixos no mapa de anomalia Bouguer, no residual esta anomalia se dispersa em anomalias menores na

região da ponta do Anastácio na forma de um círculo. Na ponta São Simão a anomalia continua positiva o que muda na ponta Cristóvão Pereira, onde fica levemente negativa e bem pontual. Na região entre Bojuru e Estreito, permanece a mesma intensidade e geometria da anomalia que é vista no mapa de anomalia Bouguer assim como a anomalia do extremo do sul da área, uma anomalia positiva de forma circular.

5.5 Análise dos Perfis e Denominação das Anomalias Gravimétricas

Na Figura 31 é apresentado um mapa com a disposição das linhas para geração de perfis sobre as quatro anomalias Bouguer de evidência na área de estudo, e suas denominações são propostas pelo autor e obtidas em pesquisa bibliográfica sobre trabalhos semelhantes. As feições de anomalia Bouguer serão denominadas de: APA-Anomalia Ponta do Anastácio, APSS - Anomalia Ponta São Simão, ABE - Anomalia Bojuru-Estreito, e ARG - Anomalia Rio Grande, sendo esta proposta por Rosa (2007).

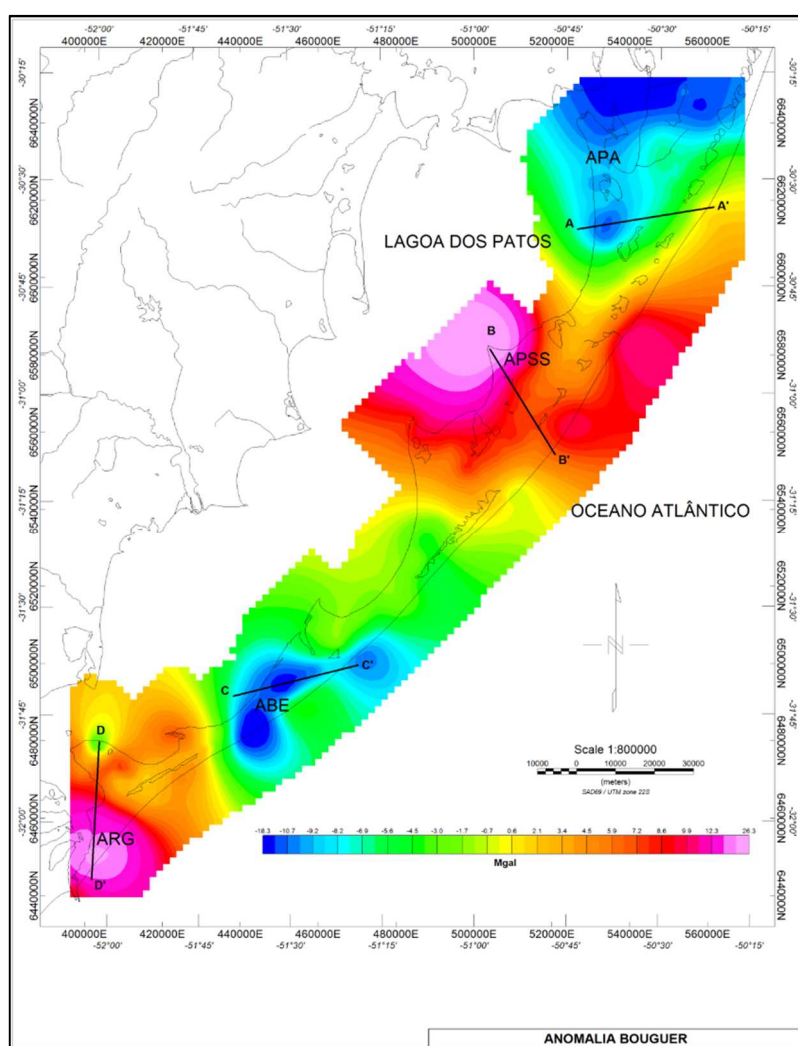


Figura 31- Mapa de Anomalia Bouguer com a localização dos perfis gerados sobre as anomalias e suas denominações.

O perfil da linha A-A' cruza a Anomalia Ponta do Anastácio na direção SW-NE, (Fig. 32). Observa-se que a anomalia Bouguer tem valor negativo, próximo a Lagoa dos Patos, ficando ainda mais negativa em direção ao oceano e após aumenta gradativamente até chegar na costa com valores positivos.

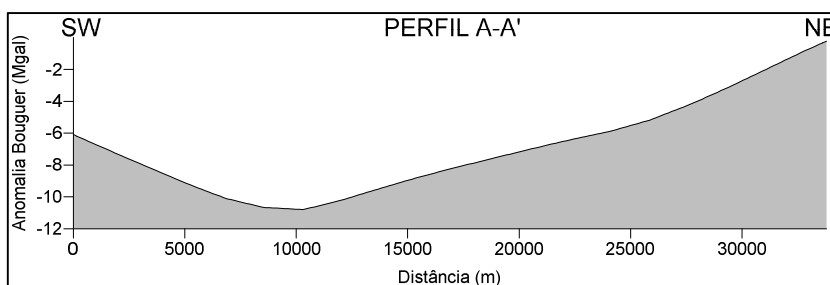


Figura 32- Perfil gerado sobre a anomalia Bouguer APA- Anomalia Ponta do Anastácio.

O perfil B-B', (Fig. 33) inicia na Anomalia Ponta São Simão e tem direção SE, terminando na costa coincidindo com a direção do baixo de Mostardas. Começa com o valor mais alto de anomalia Bouguer encontrada no presente estudo (27 mGal), diminuindo de valores até chegar a 6 mGal.

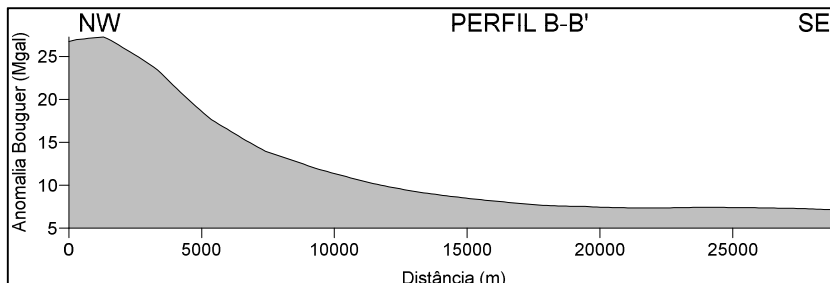


Figura 33- Perfil gerado sobre a anomalia Bouguer APSS- Anomalia Ponta São Simão.

O perfil C-C', (Fig. 34) atravessa a anomalia Bojuru-Estreito na direção SW-NE iniciando na beira da Lagoa dos Patos e indo até a costa sempre com valores negativos, sendo que na parte central fica mais negativa.

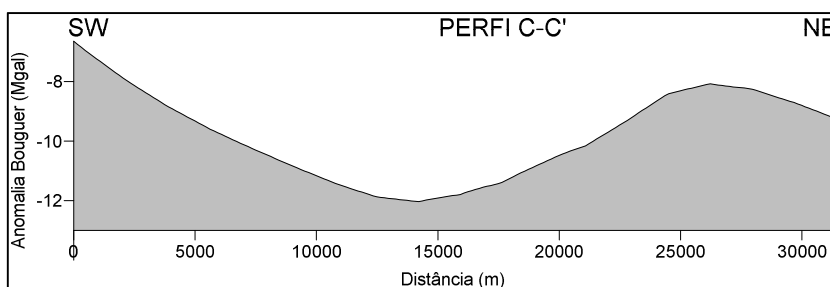


Figura 34- Perfil gerado sobre a anomalia Bouguer ABE- Anomalia Bojuru-Estreito.

O perfil D-D', (Fig. 35) corta a Anomalia Rio Grande no sentido Norte-Sul. Inicia com valores negativos na margem da Lagoa dos Patos e vai aumentando gradativamente os valores de anomalia em direção sul.

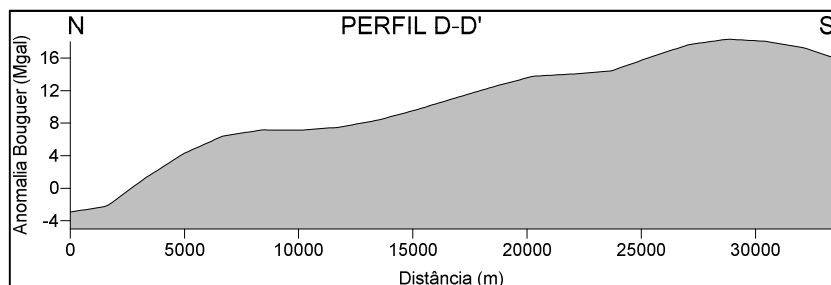


Figura 35- Perfil gerado sobre a anomalia Bouguer ARG - Anomalia Rio Grande.

Além dos perfis sobre as anomalias, foi gerado um mapa de integração dos lineamentos do embasamento que afloram a oeste da área de estudo no escudo Sul-Rio-Grandense, este extraído do mapa geológico estadual em sistema de informações geográficas realizado pela Companhia de Recursos Minerias (CPRM, 2008) e sua possível correlação e extensão com as anomalias Bouguer verificadas (Fig. 36).

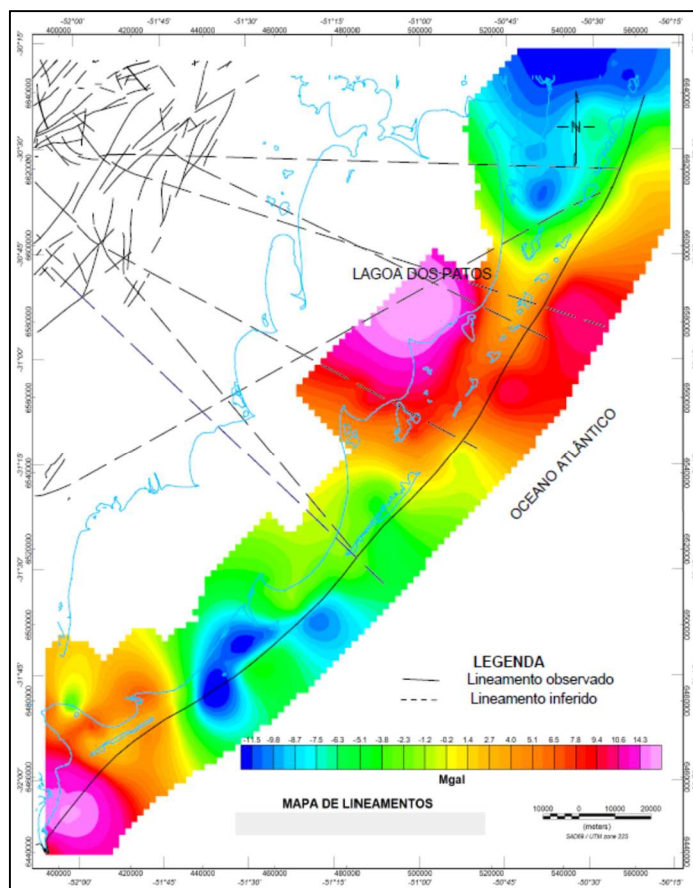


Figura 36- Mapa de lineamentos do embasamento sobreposto ao mapa de anomalia Bouguer e suas possíveis continuidades em direção à área de estudo (modificado de CPRM, 2008).

6 DISCUSSÃO

A discussão a seguir contempla os resultados obtidos através dos mapas e perfis resultantes do levantamento gravimétrico com a integração das feições geológicas e dados gerados de trabalhos anteriores realizados na área de estudo. A partir desses dados foram definidas quatro importantes feições, já citadas no capítulo anterior: Anomalia Ponta do Anastácio - APP, Anomalia Ponta São Simão - APSS, Anomalia Bojuru-Estreito - ABE, Anomalia Rio Grande - ARG.

A Anomalia Ponta do Anastácio (APA), localizada no extremo norte da área de estudo, no mapa de anomalia Bouguer, caracteriza-se por uma expressiva anomalia gravimétrica negativa de forma circular, com ramificação na direção norte. No mapa de anomalia Bouguer do Campo Regional ela desaparece, mas no mapa de anomalia Bouguer do Campo Residual ela fica mais destacada, o que leva a supor que a sua fonte esteja em uma porção mais rasa em subsuperfície.

Em seu trabalho, Baitelli (2012) realizou a integração de dados sísmicos, sedimentológicos, paleontológicos e isotópicos na Lagoa do Patos, estabelecendo um modelo de formação e preenchimento sedimentar do sistema de paleodrenagens e definindo posições pretéritas do rio Jacuí, sendo que a primeira saída para o mar da paleodrenagem do rio Jacuí foi fixada entre as latitudes 30°S e 31°S, o que coincide com a região da Anomalia Ponta do Anastácio (APA). Assim, uma primeira hipótese foi a de que a anomalia negativa pudesse estar associada ao paleocurso do rio Jacuí. Outros três trabalhos sugerem a saída pretérita do rio Jacuí norte na região de Palmares do Sul, discutidos a seguir.

Carmona *et al.* (2011), em seus estudos sobre a “Salinidade da água e do solo e sua influência sobre o arroz irrigado”, elaborou um boletim técnico com a finalidade de diagnosticar e mapear áreas da PCRS com excesso de salinização. Para o solo das localidades de Palmares do Sul (Fig. 37), os autores indicaram que a salinidade deve estar relacionada à ascendência de sais devido ao fluxo subterrâneo de água salobra através de paleocanais preenchidos com sedimentos de notável permeabilidade.

Barros *et al.* (2008) estudaram a proveniência de minerais detríticos no litoral médio e norte do RS, usando a química mineral, constatando que, em uma amostra, encontram-se minerais como actinolita e actinolita-hornblenda, que possivelmente tenham vindo de fontes metamórficas de baixo grau ou mesmo de rochas hidrotermalizadas. Estes minerais foram depositados pela paleodrenagem do Jacuí norte antes do fechamento de sua saída pelos sedimentos da Barreira III.

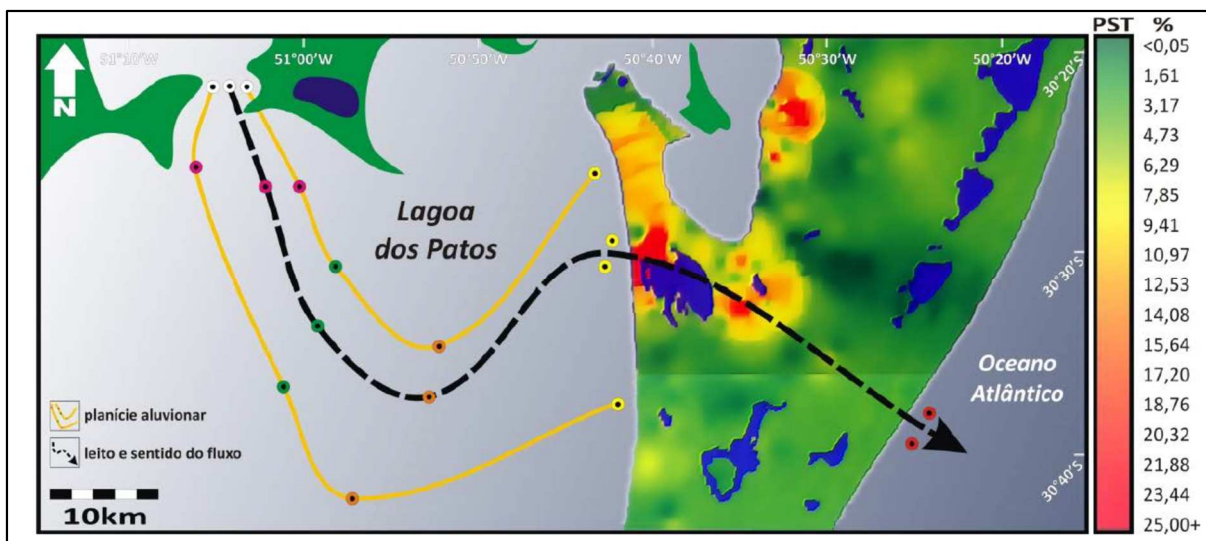


Figura 37- Dados de PST (Porcentagem de Sódio Trocável), obtidos por Carmona (2011) que rege a classificação salínica dos solos, os quais coincidem com a presença do paleovale do rio Jacuí (saída norte) extraído de Baitelli (2012).

Além desses, o estudo de Corrêa (1990) mapeou por análise morfoestrutural os sistemas de paleodrenagens da plataforma continental do RS, indicando ainda os eventos de evolução paleogeográfica transcorridos na região costeira. Weschenfelder *et al.* (2010; 2014) demonstraram a existência de vales e canais fluviais em perfis sísmicos de alta resolução do interior da Lagoa dos Patos e indicaram os paleocursos dos rios Camaquã e Jacuí na região costeira do RS, os quais foram conectados aos sistemas de drenagem, à jusante, apontados por Corrêa (1990). Esses principais sistemas de paleodrenagem costeiros, vinculados aos rios Camaquã e Jacuí, são indicados na Figura 38, integrados ao mapa de anomalia Bouguer do campo residual.

Contudo, uma questão fundamental é: o levantamento gravimétrico é capaz de mapear paleocanais em subsuperfície? Analisando a dimensão da Anomalia Ponta do Anastácio, que no mapa de anomalia Bouguer do Campo Residual tem aproximadamente 1.000 metros, pode-se estimar que a sua fonte esteja, pelo menos, a 500 metros de profundidade. Os trabalhos anteriormente citados, que estudaram os paleocanais, os encontraram a uma profundidade máxima de 50 metros. Então para detectar esses paleocanais de forma mais detalhada, o espaçamento das estações gravimétricas teria que ser no máximo 100 metros. Como o espaçamento mínimo das estações gravimétricas nos perfis realizados neste trabalho foi de 750 metros, não há como afirmar que a Anomalia Ponta do Anastácio tenha relação com esses vales e canais fluviais pretéritos citados.

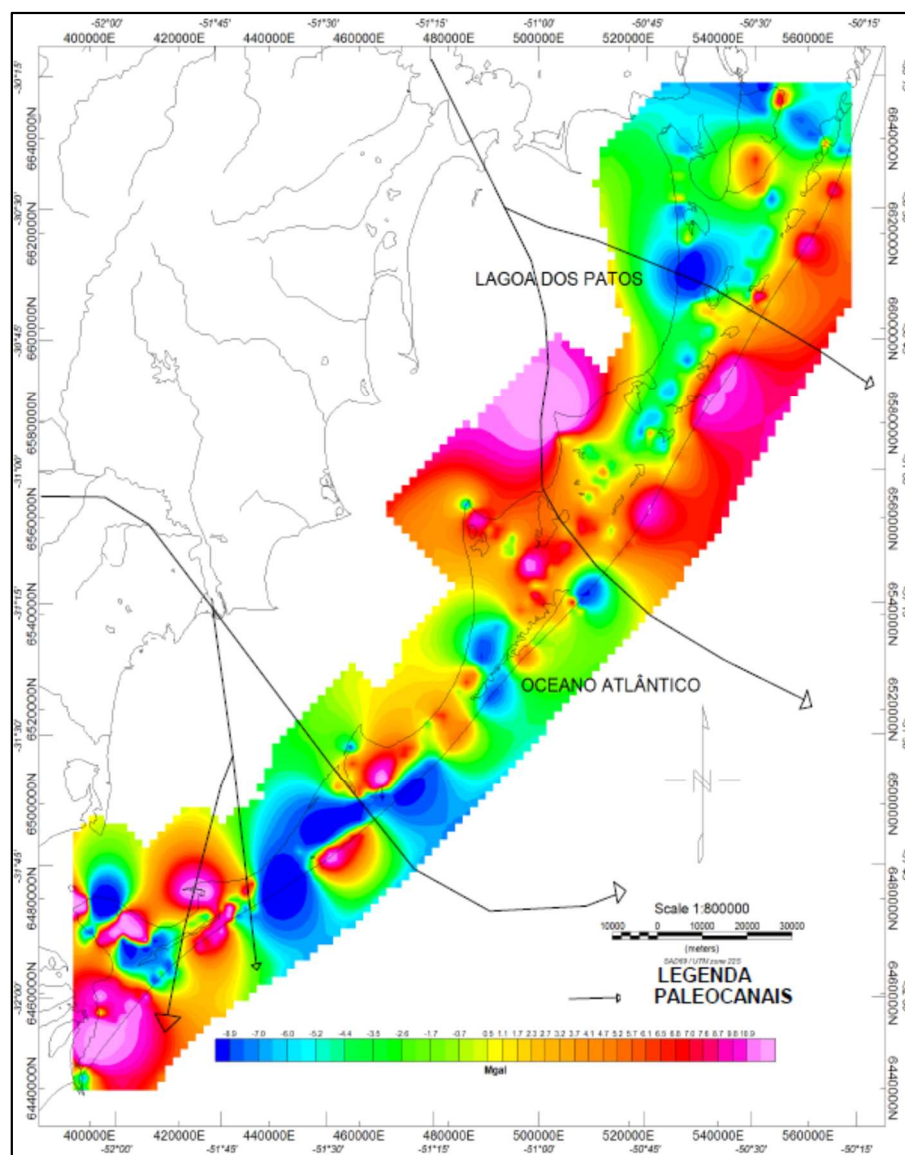


Figura 38- Mapa da anomalia Bouguer do Campo residual integrado com Paleocanais demarcados por Corrêa (1990) e Weschenfelder *et al.* (2014).

Outras evidências que podem explicar o porquê dos valores baixos de anomalia Bouguer em direção norte (Fig. 27) estão relacionadas com as litologias presentes no embasamento da Bacia de Pelotas. O trabalho de Cruz (2006), que realizou um levantamento gravimétrico na região de Osório, ao norte da área de estudo, mapeou concentrações das camadas de carvão, as quais são correlacionadas a anomalia Bouguer negativa. Cruz (2006) também analisou e modelou a geometria tridimensional do embasamento a partir de dados extraídos de perfis descritivos de furos de sondagem da CPRM, observando um forte escalonamento de blocos para o norte, mostrando uma boa correlação com os resultados do mapa de anomalia Bouguer. Nesse mesmo trabalho, foi realizada a sobreposição com o mapa de concentração de camadas de carvão em subsuperfície, a partir de dados extraídos de perfis descritivos dos mesmos furos de sondagem da CPRM, com o mapa de anomalia Bouguer residual (Fig. 39), evidenciando

uma boa correspondência entre as áreas de maior concentração de carvão do mapa de contorno e o mapa bouguer residual, onde há uma maior concentração de baixos valores de anomalias.

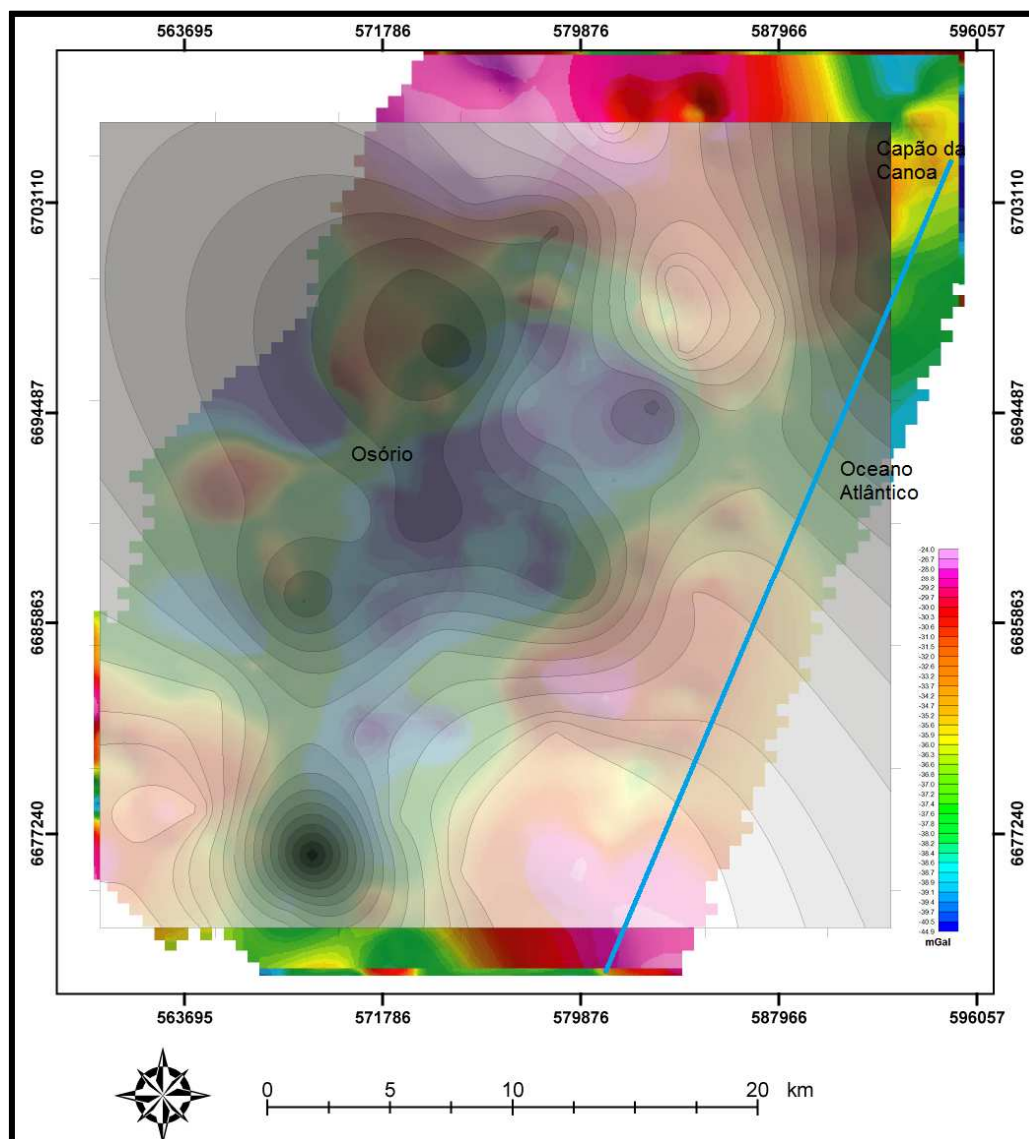


Figura 39- Mapa de contorno das concentrações de carvão sobre mapa de anomalia Bouguer residual da região de Osório, litoral norte do RS. Modificado de Cruz (2006).

Segundo Fontana (1996), a partir evidências sísmicas, é razoável supor que na região norte da Bacia de Pelotas (parte norte da PCRS até a plataforma de Florianópolis), as rochas da Bacia do Paraná ou parte delas constituam o embasamento da Bacia de Pelotas. Além disso, Fries *et al.* (2013) realizou uma aquisição magnetométrica terrestre em escala de semidetalhe, associada a informações geológicas de superfície nos Municípios de Capão da Canoa, Terra de Areia, Osório e Maquiné, litoral norte do RS, identificando anomalias magnéticas de grande amplitude e altas frequências, caracterizando prováveis produtos de basculamentos,

falhamentos e lineamentos que se estendem abaixo dos sedimentos e prolongam-se na Bacia de Pelotas, evidenciando a presença de blocos delimitados por falhamentos e estruturas causadas pelo vulcanismo da fase pré-rifte e rifte da plataforma continental brasileira.

Desta forma, a explicação mais plausível para a Anomalia Ponta do Anastácio é a de que represente uma área com concentração de litologias de baixa densidade, como o carvão, a qual pode ter sido delimitada por feições estruturais presentes no embasamento da Bacia de Pelotas, provavelmente, constituído pela Bacia do Paraná.

A Anomalia Ponta São Simão (APSS) é caracterizada por um alto gravimétrico circular de 20 mGal de amplitude exatamente na Ponta São Simão, com uma ramificação de valores um pouco mais baixo em direção leste, sendo que nos três mapas de anomalias obtidos através da filtragem praticamente não se altera.

Nesta região, em um raio de 50 km, nas décadas de 1950 e 1960, a Petrobras executou as primeiras perfurações estratigráficas na Bacia de Pelotas. O poço Gast-1A-RS, localizado na outra margem da Lagoa dos Patos, a 50 km a oeste da Anomalia Ponta São Simão (APSS), encontrou o embasamento cristalino a 160 m. O Gast-2-RS, distante cerca de 9 km do Gast-1A-RS, foi perfurado até 252 m sem encontrar rochas do embasamento cristalino. O poço 2-MO-1-RS perfurado em 1964 perto do Farol de Mostardas, 40 km ao sul da Anomalia Ponta São Simão (APSS), atravessou 1.566 m de sedimentos até atingir o embasamento.

A constatação que a Anomalia Ponta São Simão (APSS) coincide com a região da estrutura conhecida como Baixo de Mostardas, na parte emersa da Bacia de Pelotas, gerou a seguinte questão: por que o Baixo de Mostardas, caracterizado por uma depressão estrutural com a conformação de um graben, onde ocorre grande espessamento das sequências sedimentares gera um alto gravimétrico e não anomalias negativas que são características de material de baixa densidade?

A resposta pode estar associada à presença de litologias de alta densidade, presentes no embasamento da Bacia de Pelotas. Reitmayr (2001) realizou a modelagem da Anomalia Lagoa Mirim, um alto gravimétrico presente na região sul da Lagoa Mirim, na fronteira com o Uruguai. A fonte dessa anomalia representa um corpo intrusivo de alta densidade, coberto por rochas vulcânicas e sedimentos cenozoicos (Reitmayr, 2001; Rosa, 2007 e 2009).

Ao comparar o mapa da anomalia Bouguer com o mapa aeromagnetométrico do campo total (CPRM, 2008) da região (Fig. 40), verifica-se um padrão com sucessivos altos e baixos magnéticos, tal como ocorre na região da Anomalia Lagoa Mirim. Rosa (2007; 2009) interpretou que esta possui influência tanto da intrusão de rochas muito densas de grande espessura, quanto de intrusões e derrames vulcânicos. A intrusão, sem idade e composição

determinadas, produz a resposta observada na gravimetria e o magnetismo mesozóico, responsável pelas anomalias magnéticas.

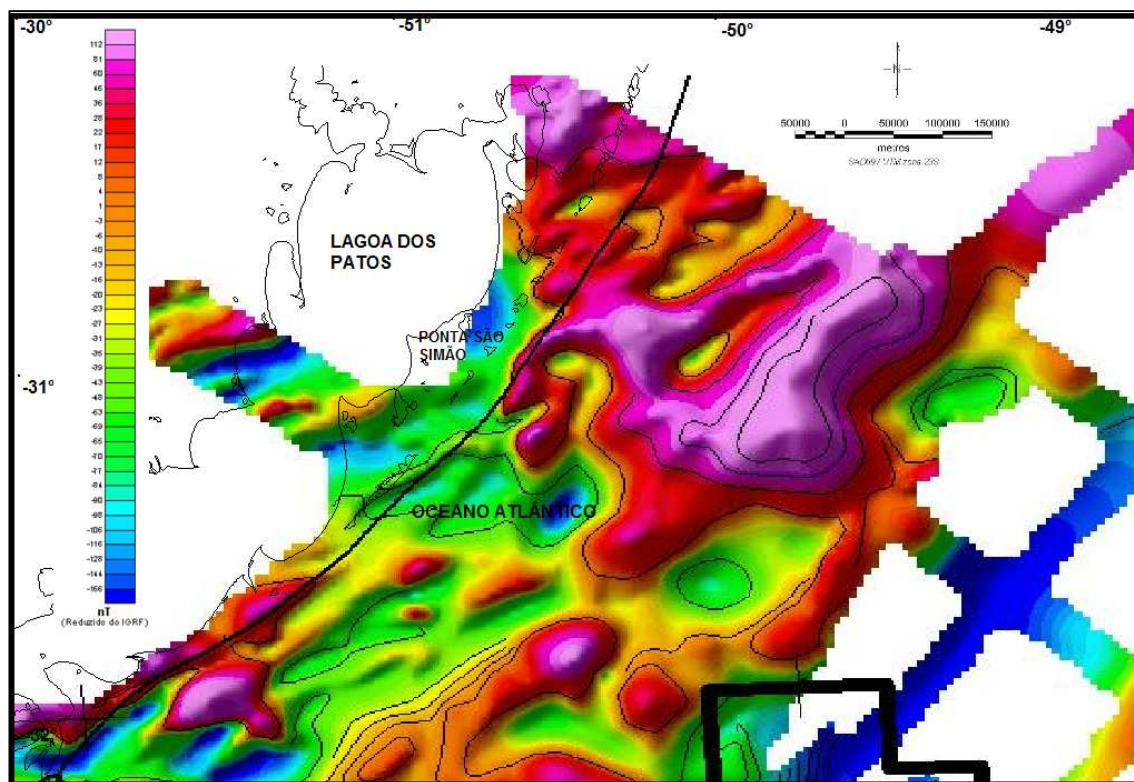


Figura 40- Mapa aeromagnetométrico do campo total da região (modificado de CPRM, 2008).

Analisando o mapa de dados de anomalia gravimétrica regional (Fig. 41), em que Sandwell *et al.* (2014) processaram as anomalias gravimétricas a partir dos dados altimétricos dos satélites *CryoSat-2* e *Jason-1*, http://topex.ucsd.edu/grav_outreach/, com contorno de cores de 20 mGal, a Anomalia Ponta São Simão (APSS) e a Anomalia Lagoa Mirim (ALM) destacam-se, assim como valores altos na direção NW-SE, sendo esta a orientação do Baixo de Mostardas.

Por estas evidências, a Anomalia Ponta São Simão (APSS) pode ser definida como de caráter litológico associado a um controle estrutural, com a presença de litologias mais densas, as quais podem estar relacionadas à abertura da Bacia de Pelotas ou pertencer ao seu embasamento.

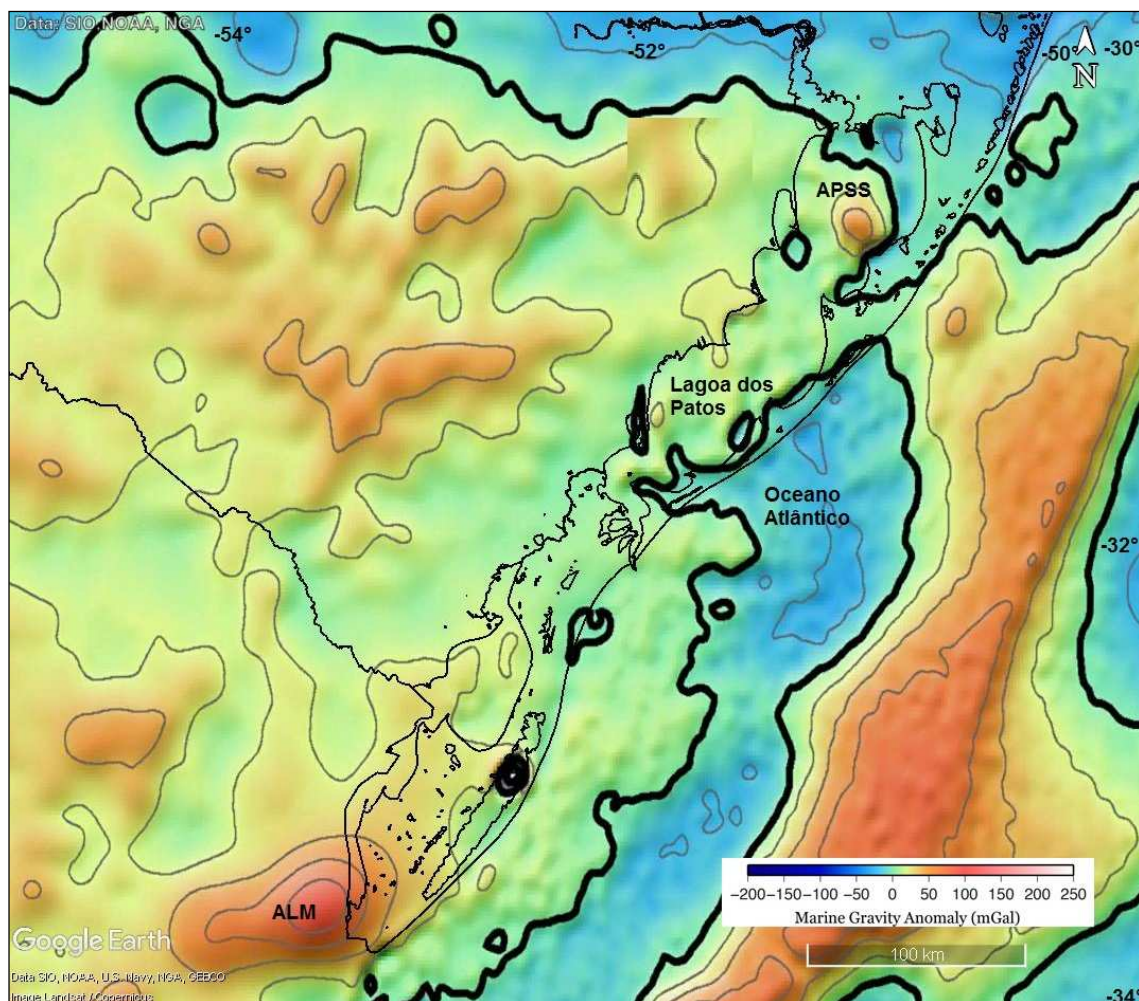


Figura 41- Mapa de anomalia gravimétrica a partir dos dados altimétricos dos satélites *CryoSat-2* e *Jason-1* da região destacando a APSS - Anomalia Ponta São Simão e ALM – Anomalia Lagoa Mirim (modificado de Sandwell *et al.* 2014).

Cardozo (2011) realizou a integração de dados sísmicos 2D e de poços contendo registros sônico, raio gama e densidade, cedidos pelo Banco de Dados de exploração e Produção (BDEP), administrada pela Agência Nacional do Petróleo (ANP), para caracterização do arcabouço estrutural da Bacia de Pelotas, analisando seções sísmicas *dip*, direção NW-SE, ou seja, perpendiculares à linha de costa, e seções *strike*, que possuem direção SW-NE, sendo paralelas à linha de costa. A seção 0034-0005 encontra-se 60 km distante da costa, na região do Baixo de Mostardas. Nessas seções (*strike*), encontram-se bem destacadas feições da porção *offshore* da bacia, como o Cone do Rio Grande e os altos e baixos estruturais do embasamento (Baixo de Mostardas, Arco de Torres, Alto de Polônio).

Segundo Cardozo (2011), as estruturas NW-SE, presentes no continente, são citadas como falhas ou zonas de falhas herdadas do embasamento que sofreram forte reativação durante a abertura do Atlântico Sul. Geralmente, há a presença de diques associados a essa direção. Na porção *offshore*, essa direção é responsável pelo controle dos altos e baixos estruturais da bacia (Baixo de Mostardas e Arco de Torres) e do depocentro da mesma.

O Baixo de Mostardas é intensamente controlado por falhas normais que afetam principalmente os horizontes do topo do Embasamento e do Rifte (Fig. 42). Cardozo (2011) sugere, inclusive, a ocorrência de atividade neotectônica na região, pois horizontes mais novos, como o do Mioceno, são afetados por falhas.

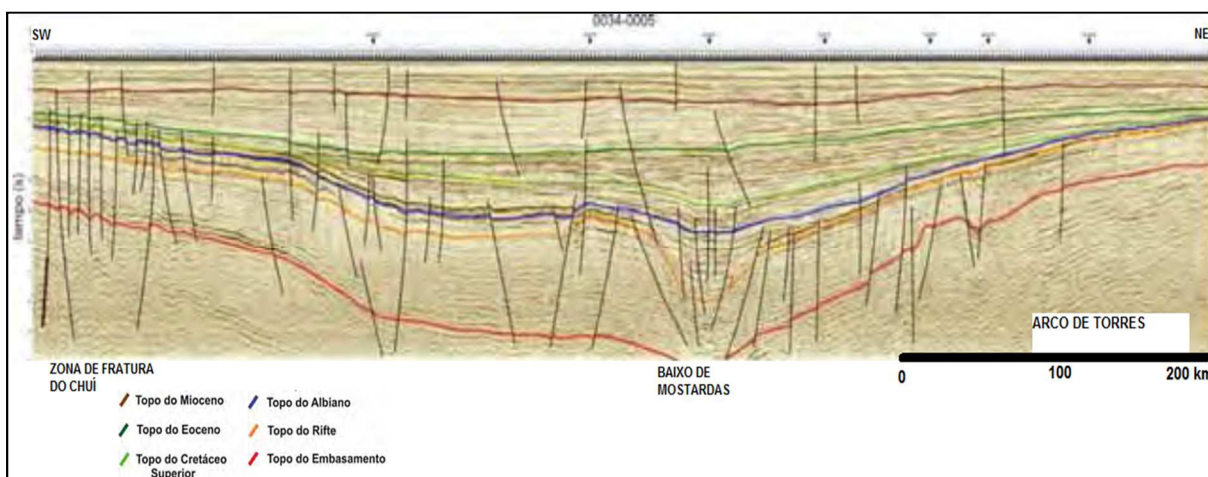


Figura 42- Ilustração da seção sísmica strike 0034-0005 caracterizando a região da Zona de Fratura do Chuí, Baixo de Mostardas e Arco de Torres (Zona de Fratura de Porto Alegre). Modificado de Cardozo (2011).

A Anomalia Ponta São Simão (APSS) também pode ser correlacionada com o modelo de Gonçalves *et al.* (1979), que explica linhas de charneira (flexuras) que marcam um abrupto aumento do mergulho deposicional dos estratos no sentido mais profundo da Bacia de Pelotas (Fig. 43). Essas linhas também marcam uma separação entre uma sub-bacia rasa e uma sub-bacia mais profunda (Alves, 1977). A validação deste modelo tenta explicar a presença de duas linhas de flexura presentes na porção sul da margem continental brasileira (Asmus, 1983): uma mais afastada da linha de costa, de idade Albo-aptiana, e outra mais rasa e mais próxima à linha de costa, de idade Paleocênica. Fontana (1996) admite que, a partir do Mioceno, estas flexuras começaram a ser ainda mais intensificadas devido ao processo de subsidência térmica na Bacia de Pelotas, permitindo o desenvolvimento de um espesso pacote sedimentar e o desenvolvimento da inclinação da superfície do embasamento cristalino.

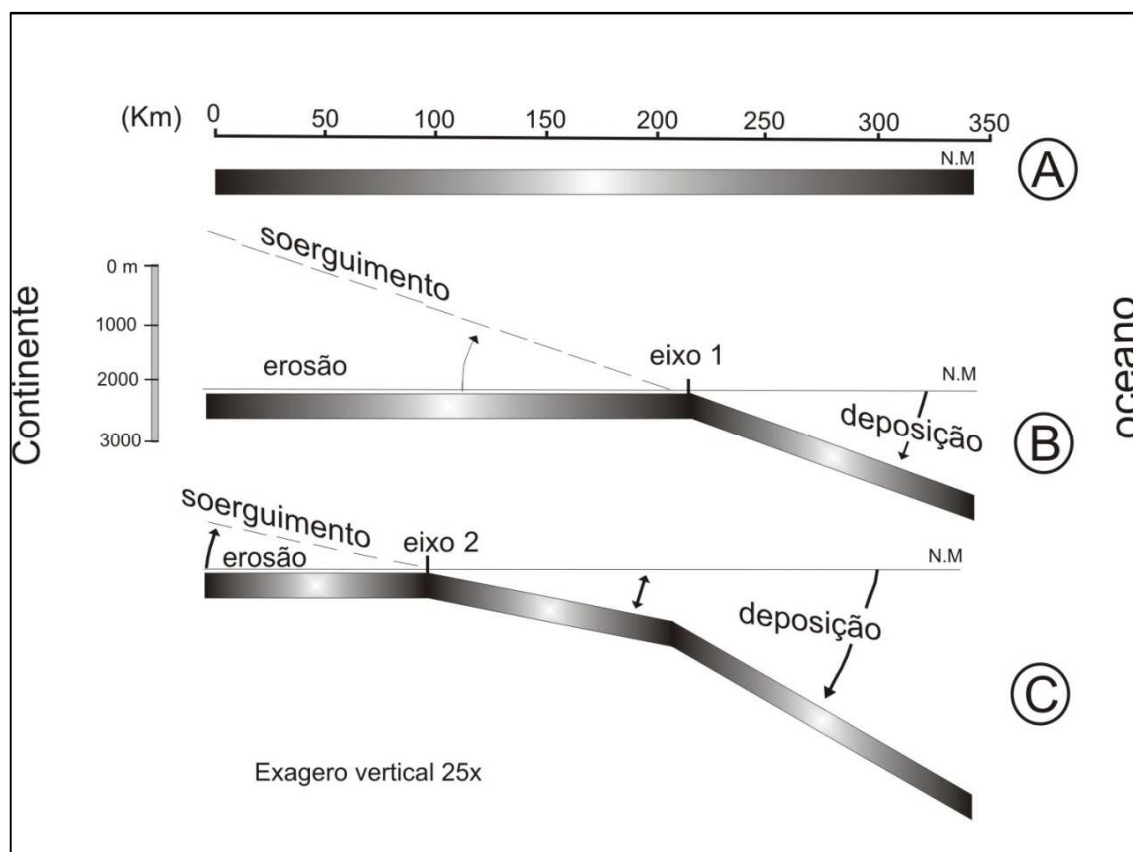


Figura 43- Modelo esquemático que sugere um padrão para o desenvolvimento da inclinação da superfície do embasamento cristalino e tenta explicar a origem das zonas de charneira na Bacia de Pelotas. Adaptado de Gonçalves *et al.* (1979), *apud* Asmus (1983).

A Anomalia Bojuru-Estreito (ABE) é caracterizada por um baixo gravimétrico, no mapa de anomalia Bouguer, apresenta 10 mGal de amplitude com uma geometria de um semi-círculo com ramificação para sul em direção a região de Estreito, sendo que sua forma não altera no mapa da anomalia Bouguer do Campo Regional, onde os valores são apenas atenuados. Já no mapa da anomalia Bouguer do Campo Residual a forma da anomalia é circular com um alto pontual se destacando bem no meio desta, o que pode ser interpretado pela presença de *sills* e diques de diabásio, que são rochas de maior densidade e formam corpos semelhantes aos das anomalias descritas.

A interpretação da ABE, por ser um baixo gravimétrico, e analisando os trabalhos anteriores nesta região, leva a crer que este baixo coincide com o paleovale do Rio Camaquã. Trabalhos que corroboram para esta hipótese, já citados antes, são os de Corrêa (1990), Weschenfelder *et al.* (2010; 2014), Carmona *et al.* (2011) e Baitelli (2012). Em seus estudos, Rosa (2007; 2009) caracterizou a Anomalia Taim, localizada na região sul da PCRS, através de métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) como um baixo gravimétrico e a interpretação possível é a existência de uma calha no embasamento, possibilitando a deposição de uma espessura maior de sedimentos e por consequência uma diminuição no valor da

anomalia Bouguer. Uma segunda interpretação seria a ocorrência de rochas mais densas (p.ex. intrusões básicas) entre as quais uma litologia menos densa (p.ex. granitóides) geraria a variação observada. Uma terceira possibilidade seria a combinação das duas anteriores, com rochas mais densas delimitando a ocorrência de rochas menos densas e mais profundas.

A interpretação de um baixo gravimétrico ser uma calha no embasamento sugere um controle da herança geológica, controlada por fraturas, sendo responsável pela saída do paleocamaquã, durante os eventos regressivos na área.

A Anomalia Rio Grande (ARG) ocorre no extremo sul da área de estudo, e é caracterizada por um alto gravimétrico de forma circular com forte tendência a continuação na direção SW, não se alterando nos mapas filtrados. Essa anomalia foi denominada por Rosa (2007) e é caracterizada por um alto e um baixo magnético de amplitude (300 nT) e comprimento de 16 km. Na direção oeste, a 30 km desta anomalia, a sondagem PNst-1-RS perfurada pela Petrobras, encontrou o embasamento (gnáissico) a 193 m de profundidade. A sudoeste, 30 km de distância da ARG e 8 km ao sul da praia do Cassino, outra sondagem, Cist-1-RS também perfurada pela Petrobras, encontrou o embasamento (também gnáissico) a 515 m de profundidade. Essas sondagens encontram-se a aproximadamente 30 km de distância.

Rosa (2007) associou este alto gravimétrico que caracteriza a ARG a uma intrusão de rochas básicas preenchidas em uma falha, indicada no trabalho de Saadi (1993), sobre neotectônica na Plataforma Sul Americana, onde há um lineamento com orientação NE-SW no RS. Esse lineamento estende-se do nordeste da Lagoa dos Patos ao centro da Lagoa Mirim e foi denominado Lineamento Pelotas (BR-41) (Fig. 44). No trabalho de Saadi *et al.* (2002), a interpretação para esta estrutura seria uma falha, com componentes transcorrente e normal, que possuiria algum tipo de atividade durante o Quaternário. Segundo Rosa (2007; 2009), a orientação da ARG aproxima-se do segundo padrão de lineamentos magnéticos identificados por Costa & Caldasso (1994) e da direção das zonas de cisalhamento Arroio Grande, Vila Ayrosa Galvão e Eral (Philipp, 1998), constatando que esta estrutura pode representar uma zona de fraqueza herdada do Batólito de Pelotas e reativada na abertura da Bacia de Pelotas. Ainda segundo Rosa (2007; 2009), a partir dessas evidências, pode se interpretar que a ARG é controlada por uma falha com orientação SW-NE, e que possivelmente, é intersectada por outras falhas ou fraturas de diferentes orientações (E-W e/ou NW-SE). A associação de um alto gravimétrico com um eixo magnético permite inferir que a intrusão de rochas esteja relacionada à falha que controla a ARG.

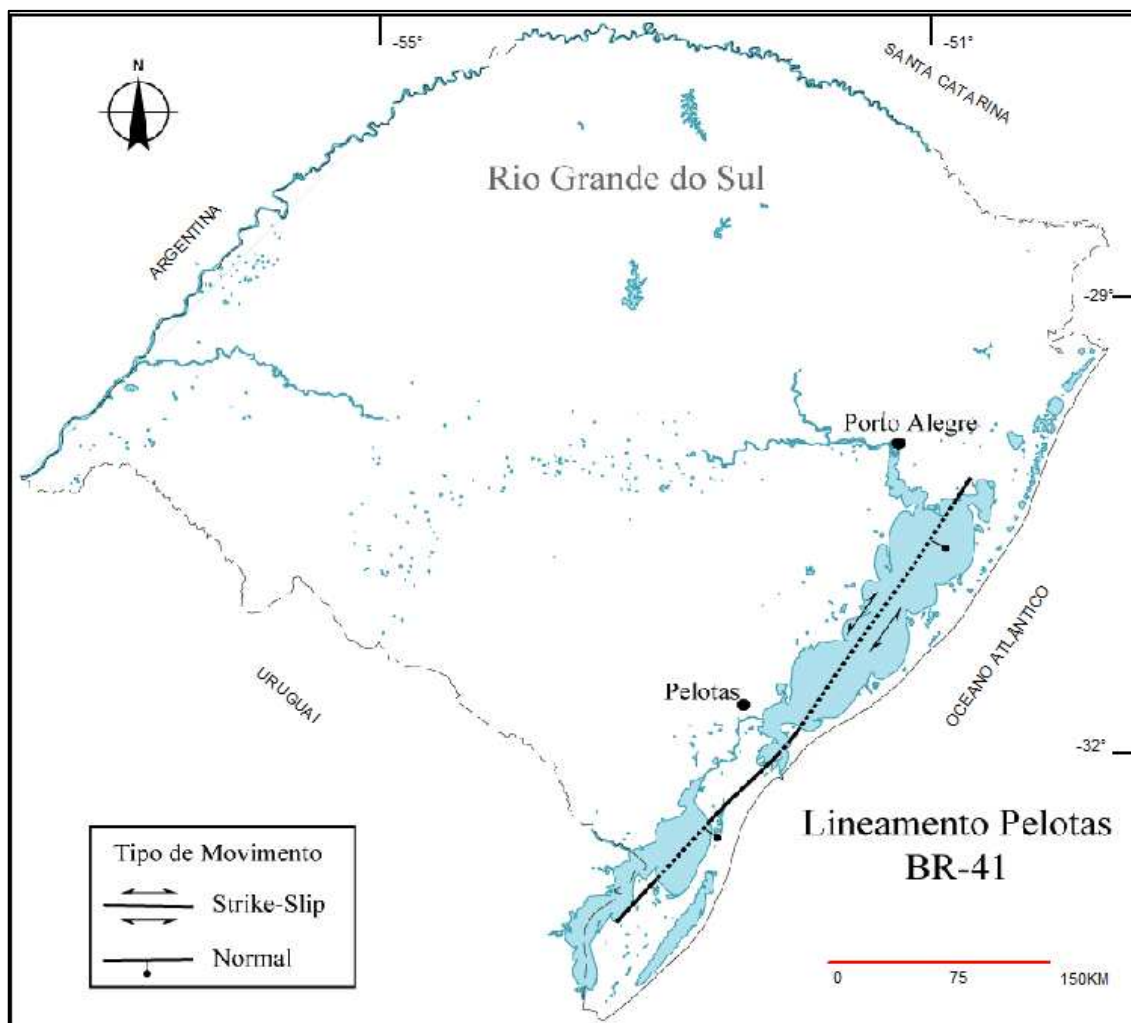


Figura 44- Mapa de localização do Lineamento Pelotas (BR-41), (Saadi *et al.*, 2002), destacando seu posicionamento. A porção nordeste do lineamento foi interpretada como uma falha normal passando a transcorrente próximo ao centro da Lagoa dos Patos. Junto a área de estudo, a falha é do tipo normal. Modificado de Rosa (2007; 2009).

A partir da análise e interpretação das anomalias identificadas, foi gerado um modelo regional simplificado para o embasamento da área de estudo em um perfil com direção NE-SW (fig. 45), destacando as características litológicas e as principais feições estruturais.

As profundidades do embasamento aqui proposta nesta modelagem, são inferidas a partir do mapa de anomalia Bouguer em conjunto com as possíveis comparações de modelos que utilizaram métodos geofísicos existentes da bibliografia na área de estudo e adjacências. Contudo, a correlação nem sempre é direta, pois anomalias gravimétricas altas e baixas nem sempre representam a topografia do embasamento, mas sim a interação entre a topografia, a litologia e a espessura da crosta (Rosa, 2007).

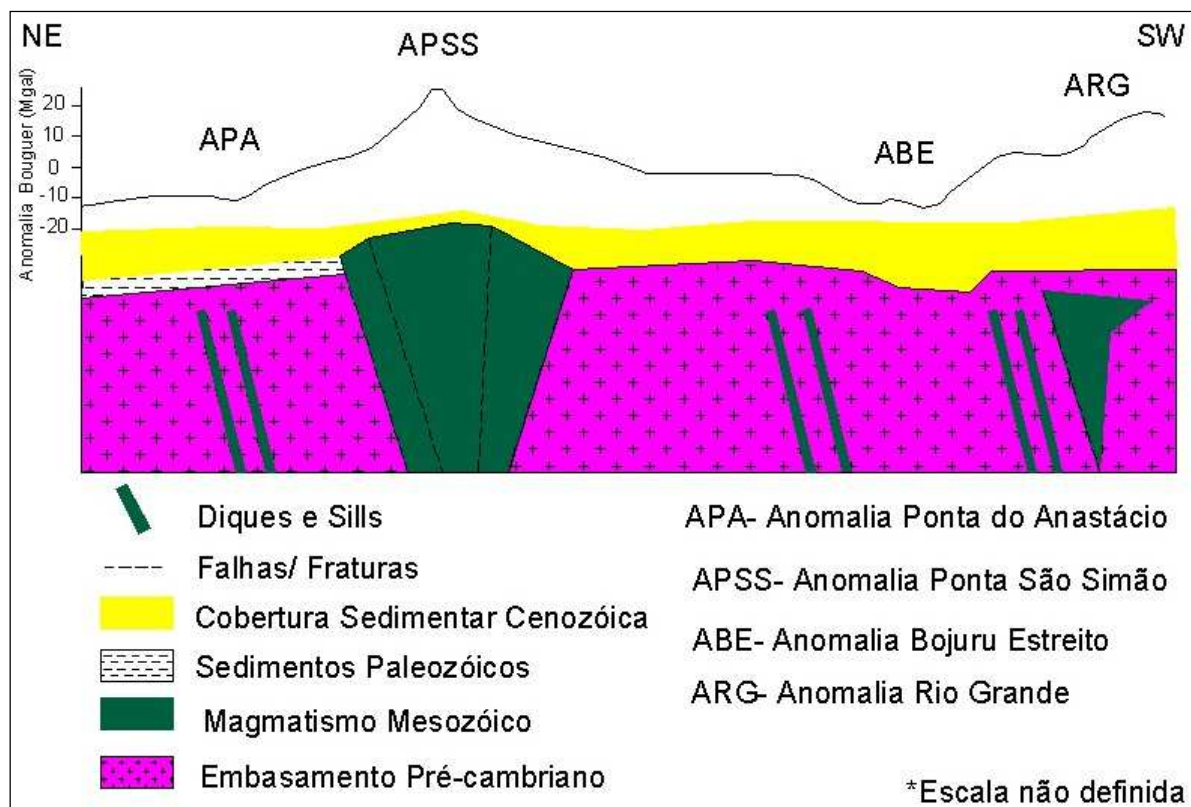


Figura 45- Perfil geológico esquemático destacando o valor e as anomalias gravimétricas estudadas e sua possível correlação com a topografia do embasamento, litologia e feições estruturais.

7 CONCLUSÕES

O presente estudo englobou a aquisição, processamento e interpretação dos dados gravimétricos na parte central emersa da Bacia de Pelotas, região que contempla o litoral médio da PCRS, visando investigar o arcabouço estrutural, avaliando a possível existência de estruturas de falhamentos regionais e sua possível influência na evolução desta, além de eventos correlacionados à neotectônica.

As 777 estações gravimétricas medidas em perfis em beira mar, estradas e vias vicinais, com o espaçamento médio variando de 750 m até 2 km entre as estações, permitiu construir os mapas de anomalia Bouguer, anomalia Bouguer do Campo Regional, e anomalia Bouguer do Campo Residual.

O mapa de anomalia Bouguer destacou anomalias causadas por fontes rasas e profundas. Quatro anomalias foram evidenciadas na área de estudo: APA - Anomalia Ponta do Anastácio, APSS - Anomalia Ponta São Simão, ABE - Anomalia Bojuru-Estreito, e a continuação da ARG - Anomalia Rio Grande, sendo esta, proposta por Rosa (2007).

Foi aplicado um filtro gaussiano para a separação dos dados de anomalia Bouguer nas componentes regional e residual para a obtenção das anomalias residuais, gerando-se dois mapas: mapa da anomalia Bouguer do Campo Regional (continuação para cima com comprimento de onda de 5 km) e Mapa da anomalia Bouguer do Campo Residual (primeira derivada).

O mapa de anomalias regionais apresentou resultado muito parecido com o mapa de anomalia Bouguer, apresentando quatro setores de anomalias, porém com valores mais suavizados (-8,9 até 10,9 Mgal), indicando, de acordo com essa suavização, a continuidade das anomalias em maiores profundidades.

Na integração do mapa da anomalia Bouguer do Campo Residual com paleocanais demarcados por Corrêa (1990) e Weschenfelder *et al.* (2014) houve uma boa correlação, pois na maioria das anomalias negativas há coincidência com o traçado dos paleovales/paleocanais. A Anomalia Ponta do Anastácio APA, por ser um baixo gravimétrico foi interpretada como associada à acumulação de sedimentos paleozoicos (camadas de carvão), possivelmente controlada por falhamentos com direções principalmente nordeste e noroeste. É possível que esse controle também possa ser relacionado ao posicionamento e orientação de paleodrenagens.

Ainda no mapa da anomalia Bouguer do Campo residual nota-se pequenos e pontuais enxames de anomalias positivas, o que pode ser interpretados como diques e sills de diabásio.

Na interpretação da Anomalia Bojuru-Estreito (ABE), é possível a existência de uma calha no embasamento, possibilitando a deposição de uma espessura maior de sedimentos e por consequência uma diminuição no valor da anomalia Bouguer, sugerindo um controle da herança geológica, controlada por fraturas, sendo responsável pela saída do paleocamaquã.

No mapa de lineamentos do embasamento sobreposto ao mapa de anomalia Bouguer e suas possíveis continuidades em direção à área de estudo, não foi possível evidenciar uma boa correlação, sendo necessária a integração dos métodos potenciais.

As Anomalias Ponta São Simão (APSS) e Anomalia Rio Grande (ARG) são caracterizadas por altos gravimétricos. Suas possíveis interpretações são de intrusões relacionadas ao magmatismo mesozóico controlado por falhas, intrusão de dique de rochas básicas, derrames vulcânicos e fraturas do rifteamento e ou inclinação da superfície do embasamento cristalino, ou seja, representam a resposta de um controle estrutural na ocorrência de litologias mais densas presentes em subsuperfície.

Como recomendação, a realização da modelagem 2D ou 2.5D dos dados gravimétricos, utilizando valores médios de densidades específicas dos diferentes tipos de rochas que compõe o embasamento e os sedimentos da Bacia de Pelotas representaria uma continuidade a este estudo. Sugere-se, também, uma densificação na malha gravimétrica para melhor delimitação das anomalias, assim como o uso de outros métodos geofísicos: o magnetométrico, que seria grande utilidade para melhor diferenciar rochas básicas mesozóicas do embasamento cristalino, a gamaespectrometria, para melhor elucidar a proveniência de sedimentos da evolução da planície costeira do RS e métodos sísmicos, que possibilitem a visualização das estruturas interpretadas.

8 REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Neves, B.B.B & Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17:1-29.
- Alves, E.C. 1977. Estrutura rasa do talude e sopé da Margem Continental do Rio Grande do Sul e Uruguai. Porto Alegre. 74p., Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Alves, E.C. 1981. Estruturas da margem continental sul brasileira e das áreas oceânicas e continentais, adjacentes. In: Asmus (ed). *Estruturas e tectonismo da Margem Continental Brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais*. Rio de Janeiro, Petrobras/Cenpes/Dintep. Série REMAC 9, p.187- 269.
- Asmus, H.E. 1983. A Bacia de Pelotas no esquema evolutivo da margem continental brasileira. In: SIMPÓSIO SULBRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1, Porto Alegre, 1983. Anais... Porto Alegre: SBG, p. 245-252.
- Asmus, H.E. & Paim, P.S.G. 1986. Condicionamento geológico na evolução da Planície Costeira Sul-riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34. 1986, Goiânia, Anais... SBG, v.1, p.461-471.
- Babinski, M.; Chemalle Jr, F.; Van Schmus, W.R.; Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3): 263-274
- Baitelli, R. 2012. Evolução paleogeográfica do sistema de paleodrenagem do Rio Jacuí na Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 149p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Barros, C.E., Nardi, L.V.S., Dillenburg, S.R., Baitelli, R. & Dehnhardt, B.A. 2008. Distribuição e origem dos minerais detríticos pesados das areias praias holocênicas do litoral norte do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, 8:319-335.
- Bisol, D.L. 1968. Relatório de interpretação do perfil sísmico do North Seal. Petrobras. Relatório Interno, n. 3033.
- Blakely, R. J. 1996. *Potential theory in gravit and magnetic applications*, Cambridge University Press, London, 441 p.
- Braga, J.A. & Della Fávera, J.C. 1978. Sequências deposicionais nas bacias Brasileiras: Determinação, integração regional e sua utilização nas pesquisas de hidrocarbonetos. Rio de Janeiro, Petrobras/Depex/Sedoc, (Relatório interno nº3122).
- Bueno, G.V.; Zacharias, A.A.; Oreiro, S.G.; Cupertino, J.A.; Falkenhein, F.U.H. & Martins-Neto, A.M. 2007. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 551-559.

- Cardozo, T. 2011. Caracterização do arcabouço estrutural da Bacia de Pelotas e da área emersa adjacente. Rio Claro. 110p. Dissertação de mestrado Instituto de Geociências e Ciências Exatas Campus de Rio Claro, UNESP.
- Carmona, F.C., Anghinoni, I. & Weber, E.J. 2011. Salinidade da água e do solo e seus efeitos sobre o arroz irrigado no Rio Grande do Sul. Boletim técnico nº 10, Cachoeirinha, IRGA, 54p.
- Celmins, A. 1957. Pelotas Basin – gravity and magnetic survey interpretation. Rio de Janeiro, PETROBRAS. Relatório Interno, n.846.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holtz, M. E De Ros, L.F. (Eds.) Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2000. Ed. da Universidade/UFRGS, Porto Alegre, p. 13-52.
- CPRM, 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Sul. Programa de Geologia do Brasil. Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Mapas Geológicos Estaduais em Sistema de Informações geográficas – SIG. Escala 1:750.000. DVD Rom.
- Costa, A.F.U. & Caldasso, A.L.S. 1994. Padrões do campo magnético aplicados a geologia estrutural na região de Pinheiro Machado, RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38: 1994, Balneário Camboriu, SC. Anais... p.31-32.
- Corrêa, I.C.S. Analyse morphostructurale et evolution paléogeographique de la plateforme continentale Atlantique sud-brasilienne (Rio Grande do Sul – Brésil). 1990. 314 p. Thèse (DR). Univ. Bordeaux 1. Talence (France). 1990.
- Corrêa, T.B.S. 2004. Evolução espaço-temporal dos principais depocentros da seqüência sedimentar marinha da Bacia de Pelotas. Rio de Janeiro. 45p. Trabalho de Conclusão do Curso de Oceanografia. Instituto de Geociências. Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
- Cruz, R.F. 2006. Levantamento Gravimétrico e Análise Estratigráfica da Bacia de Paraná na Região de Osório – RS. Porto Alegre. 69p. Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Delaney, P.J.V. Fisiografia e Geologia da superfície da Planície Costeira do Rio Grandedo Sul. Publ. Esp. da Esc. Geologia UFRGS, n. 6: 1-195. 1965.
- Dias, J.L.; Sad, A.R.E.; Fontana, R.L. & Feijó, F.J. 1994. Bacia de Pelotas. Boletim de Geociências Petrobras, 8:235-245.
- El-Rabbany, A. 2002. GPS: The Global Positioning System. Publisher: Artech House Publishers; 1st Ed., 196p.
- Evangelista, F.E.E. 1964. Bacia de Pelotas - eletrorresistividade, modelos e curvas teóricas - interpretação. Petrobras. Relatório Interno nº1962.

- Fenandes, L.A.D.; Menegat, R.; Costa, A.F.U.; Koester, E.; Porcher, C.C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G. & Comazatto, E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 375-384.
- Fontana, R.L. 1990. Desenvolvimento termomecânico da Bacia de Pelotas e Parte sul da Plataforma de Florianópolis. In: G.P. Raja Gabaglia & E.J. Milani. *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, Petrobras, p. 377-400.
- Fontana, R.L. 1996. Geotectônica e sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis. Porto Alegre. 2 v. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Friedmann, R. M. P. 2008. Fundamentos de orientação: cartografia e navegação terrestre, 2ed. Curitiba: UTFPR.
- Fries, M.; Lima, J.P.R.; Hansen & M.A.F. 2013. Aquisição Magnetométrica na Transição Bacia de Pelotas/embasamento do Estado do Rio Grande do Sul, municípios de Capão da Canoa, Terra de Areia, Osório e Maquiné - Resultados preliminares. In: VIII Simpósio Sulbrasileiro de Geologia, Porto Alegre.
- Gagg, G. 2014. Emprego de dados gravimétricos e de altimetria por satélite como subsídio à análise morfoestrutural na região da Bacia de Pelotas - Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 93p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Ghignone, J.I. 1960. Reconhecimento gravi-magnético na Bacia de Pelotas. *Boletim Técnico Petrobras*, 3(2): 73-79.
- Gonçalves, A.; Oliveira, M.A.M. & Mota, S.O.M. 1979. Geologia da Bacia de Pelotas e da Plataforma de Florianópolis. *Boletim Técnico da Petrobras*, 22(3):155-226.
- Hinz, K..1981. A hypothesis on terrestrial catastrophes- Wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins – Their origin and Paleoenvironmental significance. *Geologisches Jahrbuch, Reihe E*, 22: 5-28.
- Horn Fº, N.O.; Bachi, F.A. & Volkmer, S. 1988. Aspectos geológicos da Estação Ecológica do Taim e arredores, RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35., 1988, Belém. Anais... Belém, SBG. v.2, p.537-552.
- Hugill, A.L. 1988. The New Scintrex CG3 AutogravGravity Meter: Description and Test Results. Paper Presented at the ASEG/SEG Conference, Adelaide, Australia.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. MAPGEO2010. Disponível em: http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geodesia/modelo_geoidal.shtm. Acessado em 01/11/2010.

- Imbrie, J.; Hays, J.; Martinson, D.; Mcintryre, A.; Mix, A.; Morley, J.; Pisias, N.; Prell, W. & Schackleton, N.J. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine δO_{18} record. In: BERGER, A. et al. (Eds.). Milankovitch and Climate. Part I. Riedel.p.269-305.
- Jost, H. 1971. O Quaternário da região norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. 80p. + anexos. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Porto Alegre.
- Kowsmann, R.O.; Costa, M.P.A.; Vicalvi, M.A.; Coutinho, M.G.N. & Gamboa, A.L.A.P. 1977. Modelo da sedimentação holocênica na Plataforma Continental Sul-brasileira. In: Projeto REMAC – Evolução sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude do sul do Brasil. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES. p.7-26 (Série Projeto REMAC, n.2).
- Leite, E.P.; Molina, E.C. & Ussami, N. 1999. Integração de dados de gravimetria marinha e de altimetria por satélite (GEOSAT/ERM) no Atlântico Sul (65/25°W e 25/40°S). *Brazilian Journal of Geophysics*, 17:145-162.
- Leite, E.P. & Ussami, N. 2006. Linear inversion of a negative gravity anomaly in SE Rio Grande Cone: a graben on oceanic crust? *Revista Brasileira de Geofísica*, 24(3): 429-439.
- Leyden, R.; Ludwig, W.J. & Ewing, M. 1971. Structure of continental margin off Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 55(12):2161-2173.
- Longman, I.M. 1959. Formulas for computing the tide acceleration due to the Moon and the Sun. *J. Geophys.Res.* 64: 2351-2356.
- Lotze, W.F. 1962. Estudo geoeletrico da Bacia de Pelotas. Petrobras. Relatório Interno n°1590.
- Luiz, J.G. & Silva, L.M.C. 1995. Geofísica de prospecção. Belém: Universidade Federal do Pará. Cejup, 311 p.
- Martins, L.R.; Urien, C.M. & Butler, L.W. 1972. Províncias fisiográficas e sedimentos da Margem Continental Atlântica da América do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26., 1972, Belém. Anais... Belém, SBG, p.105-114.
- Milani, E.J. 1997. Evolução tecto-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade do Rio Grande do Sul.
- Milani, E.J. 2000. Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná. In: Geologia do Rio Grande do Sul, M. Holz & L.F. deRos (editores). Edição CIGO/UFRGS. P. 275 – 302.
- Milani, E.J. & Zalán, P.V. 1998. Brazilian Geology Part 1: The Geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil. In: AAPG, International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro. Short Course Notes.

- Miranda, L.O.S. 1970. Geologia das Bacias na Plataforma Sul Brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília, Anais... v. 24, p. 129-140.
- Mironóv, S. 1977. Curso de prospección gravimétrica. Barcelona, Editorial Reverté, S.A., 525p.
- Monico, J.F.G. 1995. High precision inter-continental GPS network, PhD. Thesis, University of Nothingam. 205p.
- Monico, J.F.G. 2000. Posicionamento pelo NAVSTAR-GPS: Descrição, fundamentos e aplicações. Unesp: São Paulo. 287p.
- Philipp, R.P. 1998. A evolução geológica e tectônica do Batólito de Pelotas no Rio Grande do Sul. São Paulo, 255p. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Philipp, R.P.; Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: Holz, M.; De Ros, L.F. (Eds.). Geologia do Rio Grande do Sul. Ed. da Universidade/UFRGS. p. 133-160. Porto Alegre.
- Pinho, C.B. 2010. Execução de levantamento georreferenciado para certificação no Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária – INCRA. 122p. Trabalho de Conclusão do Curso de Engenharia Cartográfica. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Prakla. 1969. Aeromagnetometricalsurveys continental platform interpretation. Petrobras-Dexpro-Divex. Relatório Interno, n. 3311.
- Prakla. 1970. Aeromagnetometricalsurveys - Plataforma continental Sul. Petrobras-Dexpro-Divex. Relatório Interno, n. 3619.
- Rabinowitz, P.D. & La Brecque, J. 1979. The mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. Journal of Geophysical Research, 84:5973- 6002.
- Raja Gabaglia, G.P. & Milani, E. J. 1990. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro: Petrobras, p. 135-164.
- Reitmayr, G. 2001. Una espectacular peculiaridad uruguaya: la anomalía gravimétrica de la Laguna Merín. In: Congreso Latinoamericano de Geología, 11, 2001, Montevideo. Actas... Montevideo.
- Reynolds, J. M. 1997. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. New York. Chichester: p.682 – 749.
- Rosa, M.L.C.C. 2007. Caracterização geofísica do embasamento da região sul da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 93p. Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Rosa, M. L.C.C. 2009. Análise gravimétrica e magnetométrica da região sul da Província Costeira do Rio Grande do Sul, setor sudoeste da Bacia de Pelotas. 79p. Dissertação de

- Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.
- Rosa, M.L.C.C.; Barboza, E.G.; Tomazelli, L.J.; Ayup-Zouain, R.N. & Dillenburg, S.R. 2007. Aplicação de ferramentas de visualização tridimensional na modelagem geomorfológica da região sul da Província Costeira do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 5: 1-10.
- Saadi, A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira – esboço e interpretações preliminares. *Geonomos*, 1:1-15.
- Saadi, A.; Machette, M.N.; Haller, K.M.; Dart, R.L.; Bradley, L.A. & Souza, A.M.P.D. 2002. Map and database of quaternary faults and lineaments in Brazil. USGS / UFMG. International Lithosphere Program, Task Group II-2, Major Active Faults of the World.
- Sandwell, DT, RD Müller, WHF Smith, E. Garcia & R. Francis. 2014. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure, *Science*, Vol. 346, Issue 6205, pp. 65-67 DOI: 10.1126/science.1258213.
- Schobbenhaus, C. & Campos, D.A. 1984. A evolução da Plataforma Sul-americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico (escala 1:2 500 000) do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*. Brasília. DNPM.. Cap. 1, p. 9-53.
- Seeber, G. 2003. *Satellite Geodesy: Foundations, methods and applications*. New York: Walter de Gruyter,. 589p.
- Silva, J.L.B. 2009. Identificação do sistema de paleodrenagem na margem continental sul brasileira adjacente à Lagoa Mirim no terciário superior por sísmica de reflexão. Porto Alegre. 215p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Silva Jr, J.S. 2002. O gravímetro digital Scintrex e sua aplicação em levantamentos gravimétricos de alta precisão. Disponível em: http://geodesia.ufsc.br/Geodesia-online/arquivo/GeoColoq_2003/artigos/T097.pdf. Acessado em 10/01/2014.
- Silveira, D.P. & Machado, M.A.P. 2004. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Pelotas. Aracaju, Fundação Paleontológica Phoenix, 2004. Série Bacias Sedimentares, ano 6, n.67.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. & Sheriff, R.E. 1990. *Applied geophysics*. 2nd ed., Cambridge, 770p.
- Tomazelli, L.J. 1985. Contribuição ao conhecimento das fácies de ambiente praias a partir de elementos do Pleistoceno costeiro do Rio Grande do Sul. *Anais*, 2^o Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Florianópolis, SBG, pg. 325-338.
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J. A. 1991. Geologia do sistema lagunar Holocênico do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, 19 (1): 12-24.

- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. 1996. Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul Coastal Plain, southeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro. v. 68, n. 3, p. 373-382.
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. 2000. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Edições CIGO/UFRGS, Porto Alegre, p.375-406.
- Tomazelli, L.J.; Villwock, J.A., Loss, E.L & Dehnhardt, E.A. 1982. Caracterização de um depósito praiado pleistocênico na Província Costeira do Rio Grande do Sul. *Anais, 32º Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, SBG, 4:1514-1523.
- Torge, W. 1989. *Gravimetry*, Walter De Gruyter, Berlin-NY.
- Urien, C.M.; Martins, L.R. & Cazenave, P.B. 1996. Southern Brazil, Uruguay and northeastern Argentina structure and hydrocarbon potential. In: Martins, I.R.; Corrêa, I.C.S. (Ed.) *Explanatory text of the Atlas morphology and sedimentology of the southwest Atlantic coastal zone and continental shelf from CaboFio (Brazil) to Peninsula Valdés (Argentina)*. Porto Alegre, CECO / UFRGS. Porto Alegre. 1996. p.8 – 40.
- Vail, P. R. & Mitchum Jr., R.M. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level: part 1 : overview. *AAPG, Memoir 26*, p. 51-52.
- Villwock, J. A. 1972. Contribuição à Geologia do Holoceno da Província Costeira do Rio Grande do Sul. 113p + anexos. Dissertação (Mestrado). UFRGS / Curso de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre.
- Villwock, J.A. 1984. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, southern Brazil. A synthesis. *Pesquisas*, 16:5-49.
- Villwock, J. A. 1987. Processos costeiros e a formação das praias arenosas e campos de dunas ao longo da costa sul e sudeste brasileira. In: *Simpósio sobre ecossistema da costa sul e sudeste brasileira: Síntese dos conhecimentos*.
- Villwock, J. A. & Tomazelli, L.J. 1989. Sea-Level changes and Holocene evolution in the Rio Grande do Sul coastal plain, Brazil. *Special Publ. International Symposium on Global Changes in South America During the Quaternary: Past- Present- Future*, São Paulo, ABEQUA, 1:192-196.
- Villwock, J. A. & Tomazelli, L. J. 1995. *Geologia Costeira do Rio Grande do Sul*. Notas Técnicas, Porto Alegre. v. 8, p. 1-45.
- Villwock, J. A. & Tomazelli, L.J. 1998. Holocene coastal evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. A.A. Balkema, Rotterdam, 11:83-296.
- Villwock, J. A.; Tomazelli, L. J.; Loss, E. L.; Dehnhardt, E. A.; Horn, N. O. ; Bachi, F. A. & Dehnhardt, B. A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: Rabassa, J. ed. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. A. A. Balkema, Rotterdam. 4:79-97.

- Weschenfelder, J.; Corrêa, I.C.S.; Baitelli, R.; Bortolin E.C. & Santos, C.B. 2014. Quaternary incised valleys in southern Brazil coastal zone. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 55, p. 83-93.
- Weschenfelder, J.; Corrêa, I.C.S.; Toldo Jr, I.E. & Baitelli, R. 2010. A drenagem pretérita do Rio Camaquã na costa do Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, 37(1):13-23.
- White, I.C. 1908. Relatório Final. Comissão de estudos das minas de carvão de pedra do Brasil. Rio de Janeiro, 300p.
- Zalán, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.J.; Marques, A.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; APPI, V.T. & Zanotto, O.A., 1990. A Bacia do Paraná. In: *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, G.P. Raja Gabaglia & E.J. Milani coordenadores. Rio de Janeiro, Petrobras. P 135 – 168.