

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Luciana Freitas de Oliveira França

ANÁLISE DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS DA BACIA DE PERNAMBUCO
ATRAVÉS DE PROCESSAMENTO E MODELAGEM 2D E 3D.

Dissertação de Mestrado

2009

LUCIANA FREITAS DE OLIVEIRA FRANÇA

Licenciada em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco, 2006

ANÁLISE DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS DA BACIA DE PERNAMBUCO
ATRAVÉS DE PROCESSAMENTO E MODELAGEM 2D E 3D.

Dissertação que apresenta à Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelos Professores Joaquim Alves da Motta e Lúcia Maria Mafra Valença, como preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Mestre em Geociências, área de concentração Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

RECIFE, PE
2009

F814a França, Luciana Freitas de Oliveira

Análise dos dados gravimétricos da Bacia de Pernambuco através de processamento e modelagem 2D e 3D / Luciana Freitas de Oliveira França. – Recife: O Autor, 2009.

124 f.; il., gráfs., tabs., mapas.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2009.

Inclui Referências Bibliográficas e Anexos.

1. Geociências. 2. Bacia de Pernambuco. 3. Gráben de Piedade. 4. Gráben do Cupe. 5. Altimetria por Satélite. 6. Modelagem 2D. 7. Modelagem 3D. I. Título.

UFPE

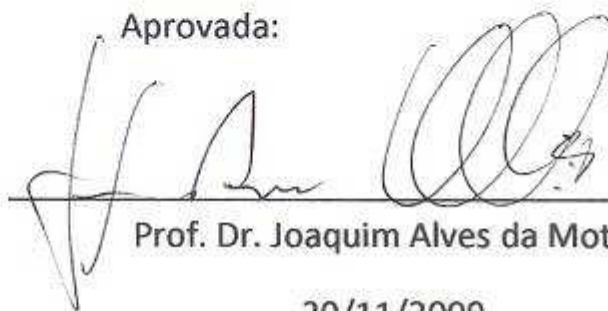
551 CDD (22. ed.)

BCTG/2010-064

**"ANÁLISE DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS DA BACIA DE PERNAMBUCO ATRAVÉS DE
PROCESSAMENTO E MODELAGEM 2D E 3D".**

Luciana Freitas de Oliveira França

Aprovada:



Prof. Dr. Joaquim Alves da Motta

20/11/2009



Profª. Drª. Lúcia Maria Mafra Valença

20/11/2009

Prof. Dr. Júlio César Soares de Oliveira Lyrio

20/11/2009

Ao meu amado Jesus, sustento de
minha alma, meu porto seguro, a
minha família, meu alicerce eterno,
aos meus amigos, apoio em todo
momento.

AGRADECIMENTOS

Ao meu Criador, o projetor desse trabalho, o Senhor de minha vida, o Deus que mudou a minha história, e que proporcionou essa minha vitória. Obrigada, Pai amado!

A minha maravilhosa família, sustento de minha vida, por tudo que renunciaram para que eu chegasse até aqui. Vocês são a prova real do amor de Deus em minha vida, obrigada por tudo, minha mãe Marluce, meu pai Armando, meus irmãos, Armanda, Júlio e Fernanda, e meus sobrinhos, que alegram o meu viver, Júlia, Álvaro e Túlio.

Ao meu esposo, Bruno, pelas palavras de encorajamento, pela compreensão, e, sobretudo pelo amor que sustenta o meu coração, essa conquista é nossa meu amor.

Ao examinador externo, Júlio Cesar Soares de Oliveira Lyrio por toda dedicação em apontar cada problema do trabalho e indicar o caminho para resolvê-las. Obrigada pela paciência, pela confiança e, sobretudo por dá vida ao meu trabalho. Muito obrigada!

Ao professor Paulo de Barros Correia por toda ajuda na construção deste trabalho, desde o projeto até sua finalização, esteve sempre presente e fazendo a diferença. Paulinho, obrigada é pouco, valeu!

As professoras Lúcia Maria Valença Mafra e Ignez de Pinho Guimarães, e os professores, Gorki Mariano e Mário Lima Filho, pelas preciosas sugestões e por todo o apoio para a elaboração desse trabalho.

Ao meu orientador, professor Joaquim Motta por todos esses anos de aprendizagem, por todos os momentos que dividimos ao longo da graduação e do mestrado, meu sincero agradecimento.

Ao geofísico Roberto Gusmão de Oliveira que cedeu gentilmente parte dados *onshore* desta pesquisa.

Ao professor Eder Molina Cassola e ao doutorando Marcos Vasconcelos pela contribuição na minha pesquisa.

As amigas do mestrado, Ana Cláudia, Édila, Natália, Priscila (menina de fora) e Edlene, que fizeram esse tempo do mestrado ser muito mais divertido, meninas, valeu por tudo.

Em especial, aos meus amigos Clébson e Lucas e aos colegas Euricos Santos e João Alberto Bach de Oliveira, que foram fundamentais na construção dessa dissertação.

Aos amigos, Maurílio, que me passou artigos relevantes da minha área de estudo, e Vanja que deu seu apoio no abstract do trabalho.

A secretária Elisabete da Pós-Graduação em Geociências, que eu tanto aperriei, obrigada Beth!

Ao programa de incentivo à pesquisa da CAPES, pelo subsídio financeiro que tornou possível a realização deste trabalho.

APRESENTAÇÃO

Esta dissertação foi elaborada como requisito de conclusão do curso de mestrado na área de Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal, segundo as normas estabelecidas pelo curso de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, visando obtenção do grau de mestre em Geociências na sub-área de Geofísica.

A pesquisa realizada faz uma análise dos dados gravimétricos da Bacia de Pernambuco através do processamento e modelagem gravimétrica 2 D e 3 D, bem como avalia a qualidade dos dados gravimétricos de satélite, na porção *offshore* da área em estudo. Os estudos foram efetuados a partir de três bancos de dados. O primeiro disponibilizado pela agência de pesquisa de recursos minerais (CPRM); o segundo obtido de uma campanha gravimétrica realizada na área compreendida entre a Praia do Cupe e Sirinhaém; e o terceiro, correspondeu aos dados *free-air* e topografia/batimetria da porção *offshore* da Bacia de Pernambuco, que foram extraídos do banco de dados da Universidade de San Diego, pelo site: http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi.

Esta dissertação está dividida em 6 capítulos, como pode ser observado abaixo:

O capítulo I mostra a área de estudo, sua localização e define os objetivos e o estado da arte dos estudos gravimétricos na Bacia de Pernambuco.

No capítulo II são discutidos os aspectos geológicos da Bacia de Pernambuco, sob a ótica de sua origem, evolução, arcabouço tectônico e estrutural, além de apresentar as unidades estratigráficas que a compõem.

O capítulo III descreve o método gravimétrico e suas correções, ressaltando o uso de dados de altimetria por satélite.

O capítulo IV destaca a base dos dados elaborada e a metodologia utilizada para a confecção do trabalho.

No capítulo V estão os resultados e discussões do trabalho, destacando:

- Os mapas de anomalia Bouguer observada, anomalia Bouguer regional, anomalia Bouguer continuada para cima, anomalia Bouguer com filtro *low pass* (passa baixa) e anomalia Bouguer residual.

- O modelo gravimétrica 3 D da área de estudo visando determinar a topografia do embasamento cristalino.

- A modelagem gravimétrica 2 D, dos seis perfis extraído do mapa gravimétrico do 3D.

O capítulo VI traz as conclusões gerais e algumas considerações relevantes aos resultados obtidos nesta pesquisa.

RESUMO

A Bacia de Pernambuco é uma bacia de margem passiva, cuja origem está relacionada à abertura do Atlântico Sul, sendo considerada um dos últimos elos de ligação entre os continentes da América do Sul e África.

Na porção *offshore* da Bacia, foram recuperados os valores de anomalia ar-livre e topografia/batimetria por altimetria de satélite, com objetivo de se averiguar a qualidade dos mesmos. Os dados *onshore* foram provenientes do levantamento gravimétrico executado pela CPRM na região compreendida entre o Recife e a Praia do Cupe. Na porção mais ao sul da área, uma campanha Geofísica foi realizada entre a praia do Cupe e Sirinhaém, pelos pesquisadores do Laboratório de Geofísica Aplicada – UFPE, sendo integrados os dados gravimétricos resultantes desse trabalho em um único banco de dados. Os dados *onshore* e *offshore* obtidos permitiram a construção do mapa de anomalia Bouguer da área, e o processamento do sinal gravímetro permitiu separar as anomalias de maiores e menores comprimentos de onda. Modelagem 2D e 3D da área, permitiu se conhecer a geometria e a profundidade dos grábens de Piedade e Cupe, 4600 e 4000 metros, respectivamente.

Com a integração dos dados de altimetria por satélite foi possível verificar a continuação dos grábens de Piedade e Cupe e o Alto representado pelo Granito do Cabo, para o mar, além da identificação do Alto do Maracatu em *offshore*.

De uma forma geral, os dados de satélite, aqui trabalhados, resultaram em dados satisfatórios para o desenvolvimento desta pesquisa, contudo, quando se buscou uma análise de maior detalhe, foi observada certa deficiência dos dados em questão, que pode ser visualizado na baixa resolução do mapa de anomalia residual, comprometendo a localização e a interpretação das anomalias mais rasas.

PALAVRAS-CHAVE: BACIA DE PERNAMBUCO, GRÁBEN DE PIEDADE, GRÁBEN DO CUPE, ALTIMETRIA POR SATÉLITE, MODELAGEM 2D, MODELAGEM 3D.

ABSTRACT

Pernambuco Basin is a passive margin Basin, whose origin related to the opening of the South Atlantic Ocean. It is considered one of the last links between South America and Africa continents.

Free air and altimetry/batimetry data from the *offshore* part of the basin were attained from satellite altimetry, aiming to check their quality. *Onshore* data of the area between Recife and Praia do Cupe were obtained from a gravimetric study by CPRM. A geophysical campaign between Praia do Cupe and Sirinhaém was carried out by. The researcher from the Laboratory of Applied Geophysics – UFPE southern part of the area, between Cupe beach and Sirinhaém city the *onshore* and *offshore* data allowed to build a Bouguer anomaly Map, the processing of gravimetric sign separated the longer and the shorter wavelengths. Modeling 2D and 3D of the area allowed to evaluate the geometry and depth of both Piedade and Cupe grabens, 4600 and 4000 meters respectively.

With the integration of satellite altimetry data was possible to verify the continuation of the Piedade and Cupe grabens and also the Cabo Granite high and also identified *offshore* Maracatu high.

In general, satellite data, worked here, resulted in satisfactory data to the development of this research, however, when it sought a more detailed analysis, was observed some deficiencies in the data in question, which can be viewed in low resolution of the residual anomaly map, affecting the location and interpretation of shallow anomalies.

KEYWORDS: PERNAMBUCO BASIN, PIEDADE GRABEN, CUPE GRABEN, SATELLITE ALTIMETRY, 2D MODELLING, 3D MODELLING.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	V
APRESENTAÇÃO	VII
RESUMO	IX
ABSTRACT	X
LISTA DE FIGURAS.....	-4
LISTA DE TABELAS.....	-9
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	-10
1.1 LOCALIZAÇÃO	-11
1.2 JUSTIFICATIVA.....	-12
1.3 OBJETIVOS	-12
1.4 ESTADO DA ARTE DOS ESTUDOS GRAVIMÉTRICOS NA BACIA DE PERNAMBUCO	-13
CAPÍTULO II – ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DE PERNAMBUCO.....	-24
2.1 INTRODUÇÃO	-24
2.2 EVOLUÇÃO DA BACIA DE PERNAMBUCO	-29
2.3 ARCABOUÇO TECTÔNICO E ESTRUTURAL.....	-31
2.4 ESTRATIGRAFIA.....	-33
CAPÍTULO III – MÉTODO GRAVIMÉTRICO	-42
3.1 UTILIZAÇÃO DO MÉTODO GRAVIMÉTRICO	-42
3.1.1 <u>Gravidade</u>	-42
3.1.2 <u>Densidade das rochas</u>	-45
3.2 CORREÇÕES	-46
3.3 MEDIDAS E EQUIPAMENTOS GRAVIMÉTRICOS.....	-49
3.3.1 <u>Levantamentos gravimétricos</u>	-50

3.3.1.1 <u>Terrestres</u>	-50
3.3.1.2 <u>Marítimos</u>	-53
3.3.1.3 <u>Aéreos</u>	-55
3.4 ALTIMETRIA POR SATÉLITE	-55
3.4.1 <u>Aquisição</u>	-56
3.4.2 <u>Processamento de dados</u>	-57
3.4.3 <u>Princípios Básicos</u>	-57
3.4.4 <u>Aplicações</u>	-59
3.4.5 <u>Missões</u>	-65
CAPÍTULO IV – MATERIAIS E MÉTODOS.....	-67
4.1 BASE DE DADOS.....	-67
4.2 METODOLOGIA	-74
4.3 MÉTODO DE SUTURA.....	-74
4.3.1 <u>Análise dos perfis da sutura</u>	-75
4.4 FILTRAGEM E TRANSFORMAÇÃO DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS.....	-78
4.4.1 <u>Filtragem</u>	-79
4.4.2 <u>Filtragem Gaussiano: Regional e Residual</u>	-79
4.4.3 <u>Continuação para cima</u>	-80
4.4.4 <u>Low Pass (Passa Banda)</u>	-80
CAPÍTULO V – RESULTADOS E DISCUSSÕES	-82
5.1 MAPA GRAVIMÉTRICO DE ANOMALIA BOUGUER.....	-82
5.1.1 <u>Mapas gravimétricos regional, continuação para cima e low pass</u>	-84
5.1.2 <u>Mapa gravimétrico Residual</u>	-88
5.2 MODELAGEM GRAVIMÉTRICA 3 D	-90
5.3 MODELAGEM GRAVIMÉTRICA 2D	-101
5.3.1 <u>Perfis gravimétricos</u>	-102
5.3.1.1 <u>Perfil A-A'</u>	-103
5.3.1.2 <u>Perfil B-B'</u>	-105
5.3.1.3 <u>Perfil C-C'</u>	-106
5.3.1.4 <u>Perfil D-D'</u>	-108

5.3.1.5 <u>Perfil E-E'</u>	-109
5.3.1.6 <u>Perfil F-F'</u>	-111
CAPÍTULO VI – CONCLUSÕES	-114
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	-116
ANEXOS.....	-120

LISTA DE FIGURAS

CAPITULO I

Figura 01 – Mapa de Localização da área de estudo, adaptado da CPRM, 2001.....	-11
Figura 02 – Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer da região da Bacia do Recife – Sub-Bacia Sul (Rand, 1976).....	-15
Figura 03 – Mapa tectônico da região da Bacia do Recife – Sub-Bacia Sul (Rand, 1976).....	-16
Figura 04 – Mapa magnético de campo vertical da região da Bacia do Recife – Sub-Bacia Sul (Rand, 1976).....	-17
Figura 05 – Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer em redor do Recife (Rand, 1982).....	-19
Figura 06 – Mapa gravimétrico residual da região metropolitana do Recife (Rocha & Oliveira, 2003).....	-21
Figura 07 - Mapa gravimétrico residual da Bacia Pernambuco-Paraíba (Almeida, 2005).....	-22

CAPITULO II

Figura 08 - Mapa de localização das Bacias de Pernambuco e da Paraíba, em destaque a zona limite entre elas, denominada de Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE) (Modificada de Mabesoone e Alheiros (1993) <i>apud</i> Barbosa <i>et.al.</i> , 2008).....	-25
Figura 09 – Mapa mostrando o Arcabouço Estrutural do nordeste do Brasil, destacando Sub-Bacia do Platô de Pernambuco (em azul) (modificado de Liandrat <i>et al.</i> , 1989 <i>apud</i> Silva, 2008).....	-27
Figura 10 – Em detalhe o mapa anterior da porção da Sub-Bacia do Platô de Pernambuco (modificado de Liandrat <i>et al.</i> , 1989 <i>apud</i> Silva, 2008).....	-27
Figura 11 - Coluna Estratigráfica proposta para a região do Platô de Pernambuco (modificado de Costa e Alves, 1986 <i>apud</i> Silva, 2008).....	-28
Figura 12 - Modelo esquemático simplificado da evolução tectônica da Bacia de Pernambuco modificado de Lima Filho <i>et al.</i> , 2005: 1-Rifte do Cupe, 2-Zona de Cisalhamento Patos, 3-Zona de Cisalhamento Pernambuco, 4-Alto de Tamandaré, 5-Gráben de Olinda, 6-Gráben de Piedade, 7-Granito do Cabo de Santo Agostinho, 8-Gráben do Cupe.....	-30
Figura 13 - Arcabouço Estrutural da Bacia de Pernambuco. (Modificado de Lima Filho, 1998 <i>apud</i> Fambrine <i>et. Al.</i> , 2005).....	-32
Figura 14 - Carta Estratigráfica da Bacia de Pernambuco, destacando as unidades aflorantes ao norte e ao sul da Zona de Cisalhamento Pernambuco (LAGESE, 2003).....	-34
Figura 15 - Mapa Geológico da Bacia de Pernambuco (modificada do CPRM, 2001).....	-35
Figura 16 - Afloramento da Formação Cabo da fácies distal, localizado ao longo da PE 60 em Tamandaré. Foto: Lúcia Valença, 2008.....	-37

Figura 17 - Formação Cabo cortada por traquitos da Suíte Ipojuca. Localização: Suape. Foto: Lúcia Valença, 2008.....-38

Figura 18 - Figura 19. Formação Algodoads, localizada em Serrambi. Foto: Lúcia Valença, 2008.....-39

Figura 19 - Formação Barreiras. Localização: ao longo da PE 60 em São José da Coroa Grande. Foto: Lúcia Valença, 2008.....-40

CAPITULO III

Figura 20 - Variações de g no Equador e nos Pólos, modificado de Lillie (1999).....-43

Figura 21 - Secção esquemática mostrando o contraste lateral de densidade resultante de um aumento da estrutura. ρ_1 , ρ_2 , ρ_3 são densidades de 4 camadas. A variação horizontal da gravidade é causada pela variação lateral na densidade (Netleton, 1971 *apud* Lillie, 1999).....-45

Figura 22 - Esquema mostrando os tipos de medidas de gravidades (absolutas e relativas) (modificado de Lillie, 1999).....-49

Figura 23 - Gravímetro Worden (A); Princípio de funcionamento do gravímetro Worden (B). (Fonte: Luiz & Silva, 1995).....-51

Figura 24 - Gravímetro Lacoste & Romberg (A) Princípio de funcionamento do gravímetro LaCoste & Romberg(B). Fonte: Luiz & Silva (1995).....-52

Figura 25 - Gravímetro Scintrex (A) Princípio de operação do gravímetro *Scintrex CG-3* (B). Fonte: Silva JR (2003).....-53

Figura 26 - Gravímetro de fundo oceânico. (Fonte: Sasagawa *et al.*, 2003).....-54

Figura 27 - Modelo de gravímetro marinho. (Fonte: <http://www.lacosteromberg.com>).....-54

Figura 28 - Levantamento gravimétrico aéreo. (Fonte:<http://www.sgl.com>).....-55

Figura 29 - Estação terrestre de Kiruna, Suécia. (Fonte: Agência espacial Européia in Rosmorduc *et.al.*, 006).....-57

Figura 30 - Esquema mostrando o princípio da altimetria por satélite. (Fonte: Centro nacional de estudos espaciais (CNES), 2003 in Rosmorduc *et.al.*, 2006).....-58

Figura 31 - Exemplos de informações geofísicas extraídas dos dados de altimetria em torno da Itália. (Fonte: universidade de Calgary, Canadá in Rosmorduc *et.al.*, 2006).....-59

Figura 32 - Batimetria computadorizada, localizada próxima às ilhas Camores, entre a África e Madagáscar, e a Leste dessa ilha, a Cadeia de Mascarene. (Fonte: Laboratório espacial de estudos em Geofísica e Oceanografia in Rosmorduc *et.al.*, 2006).....-60

Figura 33 - Geóide de longo comprimento de onda (as alturas são exageradas em relação ao diâmetro da Terra). (Fonte:CNES in Rosmorduc *et.al.*, 2006).....-61

Figura 34 - Anomalias de gravidade do modelo geoidal DNSC05. (Fonte: Instituto Nacional de Pesquisas espaciais da Dinamarca in Rosmorduc *et.al.*, 2006).....-62

Figura 35-A - Mapa de anomalia *free-air* de gravimetria marinha, localizada na região do Golfo do México (modificado de Yale e Sandwell, 1998).....-63

Figura 35-B - Mapa de anomalia *free-air* de gravimetria por satélite, localizada na região do Golfo do México (modificado de Yale e Sandwell, 1998).....-63

Figura 36 - (A) Mapa de Anomalias de gravidade por satélite (mGal) do Atlântico Norte associada às características da Cadeia Meso-Atlântica.(B). (Fonte: Laboratório espacial de estudos em Geofísica e Oceanografia in Rosmorduc et.al., 2006).....-65

Figura 37 - Imagem do satélite ERS-1. (Fonte: Marinha Americana (*US Navy*) in Rosmorduc et.al., 2006).....-66

Figura 38 - Imagem do satélite Geosat. (Fonte: Agência Espacial Européia in Rosmorduc et.al., 2006).....-66

CAPÍTULO IV

Figura 39 - Mapa de anomalia Bouguer da área compreendida entre a Praia do Cupe e a região de Sirinhaém superposto pelas estações gravimétricas.....-68

Figura 40 - Mapa gravimétrico Bouguer, destacando a localização do poço estratigráfico do Cupe (na cor vermelha) e das amostras de rocha do embasamento (na cor azul).....-69

Figura 41 - Mapa de anomalia Bouguer da área compreendida entre o Recife e a Praia do Cupe superposto pelas estações gravimétricas.....-70

Figura 42 - Esquema de seqüência das etapas empregadas para se recuperar os dados de topografia/batimetria e ar-livre por altimetria de satélite.....-72

Figura 43 - Mapa de anomalia Bouguer dos dados *offshore* recuperados do site: http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi superposto pelas estações gravimétricas.....-73

Figura 44 - Figura 45: Mapa Bouguer da junção (nivelamento) dos dados gravimétricos correspondentes aos arquivos Bouguer (Recife-Praia do Cupe) (linha de contorno na cor vermelha), Bouguer (Praia do Cupe-Sirinhaém) (linha de contorno na cor lilás) e Bouguer *offshore* dos dados de satélite (linha de contorno cinza). Alinha de sutura está na cor branca. Os perfis gravimétricos (L0 – L0', L1 – L1', L2 – L2' e L3 – L3') na cor amarela e a linha de costa na cor preta.....-75

Figura 45 - Perfil gravimétrico L0-L0', mostrando resultado da sutura entre os dados *onshore* e *offshore*. A linha vermelha corresponde ao mapa Bouguer compreendido entre Recife-Praia do Cupe. A linha cinza diz respeito a todos os dados *offshore* da área. A linha branca é a linha da sutura e preta é linha de costa.....-76

Figura 46 - Perfil Gravimétrico L1-L1', mostrando resultado da sutura entre os dados *onshore* e *offshore*. A linha vermelha corresponde ao mapa Bouguer compreendido entre Recife-Praia do Cupe. A linha cinza diz respeito a todos os dados *offshore* da área. A linha branca é a linha da sutura e preta é linha de costa.....-76

Figura 47 - Perfil Gravimétrico L2-L2', mostrando resultado da sutura entre os dados *onshore* e *offshore*. A linha vermelha corresponde ao mapa Bouguer compreendido entre Recife-Praia do Cupe. A linha cinza diz respeito a todos os dados *offshore* da área. A linha branca é a linha da sutura e preta é linha de costa.....-77

Figura 48 - Perfil Gravimétrico L3-L3', mostrando resultado da sutura entre os dados *onshore* e *offshore*. A linha vermelha corresponde ao mapa Bouguer compreendido entre Recife-Praia do Cupe. A linha cinza diz respeito a todos os dados *offshore* da área. A linha branca é a linha da sutura e preta é linha de costa.....-77

Figura 49 - Esquema da seqüência de etapas empregada no processamento dos dados Gravimétricos. Fonte: Oliveira (2008).....-78

Figura 50 - Representação gráfica do filtro gaussiano de separação regional/residual (Fonte: GEOSOFT, 2007). Para a aplicação dessa técnica foram consideradas três premissas: com as fontes da interface crosta-manto.....-79

Figura 51 - Representação gráfica do filtro de continuação para cima (Fonte: GEOSOFT, 2007).....-80

Figura 52 - Representação gráfica do filtro Low Pass (Passa banda) (Fonte: GEOSOFT, 2007).....-81

CAPÍTULO V

Figura 53 - Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer.....-83

Figura 54 - Mapa gravimétrico de anomalia regional.....-85

Figura 55 - Mapa gravimétrico de continuação para cima (2000m).....-86

Figura 56 - Mapa gravimétrico *low pass* (24000m).....-87

Figura 57 - Mapa gravimétrico de anomalia residual.....-90

Figura 58 - Superfície de referência (Mapa Bouguer) para o modelo gravimétrico 3 D.....-91

Figura 59 - Plano de referência do embasamento para a inversão gravimétrica com – 3000 metros.....-92

Figura 60 - Plano de referencia da Moho estabelecida com -25000 m para a modelagem gravimétrica 3D.....-92

Figura 61 - Grid de Topografia/batimetria para estabelecer o limite entre topografia e embasamento invertido do modelo gravimétrico 3D.....-93

Figura 62 - Gráfico desvio padrão versus contraste de densidade.....-95

Figura 63 - Modelo gravimétrico obtido com o plano de referência do embasamento de -3000 metros, estabelecido a partir do valor de profundidade do poço estratigráfico do Cupe.....-96

Figura 64 - Modelo gravimétrico 3 D obtido através de inversão gravimétrica, destacando todas as superfícies utilizadas na modelagem gravimétrica.....-98

Figura 65 - Modelo obtido para o embasamento cristalino através de inversão gravimétrica, calibrado com profundidades do embasamento estimadas para a região do gráben do Cupe (poço do Cupe).....-98

Figura 66 - Modelo gravimétrico 3D do embasamento, obtido através de inversão gravimétrica, destacando os principais domínios estruturais da área de estudo.....-99

Figura 67 - Modelo obtido para o embasamento cristalino através de inversão gravimétrica, calibrado com profundidades do embasamento, estimadas para a região do gráben do Cupe (poço do Cupe), bacia costeira. As profundidades apresentadas em metros correspondem à modelagem 3D. No mapa estão localizadas os perfis gravimétricos nos quais foram elaborados os modelos 2D.....-100

Figura 68 - Mapa do embasamento gravimétrico invertido utilizado para a modelagem 2D, destacando a localização dos seis perfis gravimétricos.....-102

Figura 69-A - Perfil gravimétrico 2 D-AA' extraído do modelo gravimétrico 3D.....-104

Figura 69-B - Modelo gravimétrico 2 D do Perfil A-A'.....-104

Figura 70-A - Perfil gravimétrico 2 D-BB' extraído do modelo gravimétrico 3D.....-105

Figura 70- B - Modelo gravimétrico 2 D do perfil B-B'.....-106

Figura 71-A - Perfil gravimétrico 2 D-CC' extraído do modelo gravimétrico 3D.....	-107
Figura 71- B - Modelo gravimétrico 2 D do perfil C –C'.....	-107
Figura 72-A - Perfil gravimétrico 2 D-DD' extraído do modelo gravimétrico 3 D.....	-108
Figura 72-B - Modelo gravimétrico 2 D do perfil D –D'.....	-109
Figura 73-A - Perfil gravimétrico 2 D-EE' extraído do modelo gravimétrico 3D.....	-110
Figura 73- B - Modelo gravimétrico 2 D do perfil E –E'.....	-110
Figura 74-A - Perfil gravimétrico 2 D-FF' extraído do modelo gravimétrico 3D.....	-111
Figura 74 B - Modelo gravimétrico 2 D do perfil F – F'.....	-112
Figura 75 - Modelo obtido para o embasamento cristalino através de inversão gravimétrica, calibrado com profundidades do embasamento, estimadas para a região do gráben do Cupe (poço do Cupe), bacia costeira. As profundidades apresentadas em metros correspondem à integração dos modelos 2D e 3D. No mapa estão localizadas os perfis gravimétricos nos quais foram elaborados os modelos 2D.....	-113

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 - Tabela de equivalência do Gal com a unidade representativa da aceleração no SI (modificada de Ferreira, 2004).....-44

Tabela 02 - Tabela da relação entre os valores de densidade entre o sedimento e o embasamento (range), o desvio padrão (std) e o contraste de densidade.....-94

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

A Bacia de Pernambuco é uma bacia sedimentar, inserida na margem atlântica do Nordeste brasileiro, entre a Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE), seu limite norte, e o Alto de Maragogi, seu limite sul. Sua geração e evolução estão associadas ao evento de ruptura do Supercontinente de Gondwana, que culminou com a abertura do Oceano Atlântico Sul e implantação das bacias marginais brasileiras no chamado Sistema de Riftes do Leste Brasileiro (Chang *et al.* 1992 *apud* Mio, 2005).

A Bacia de Pernambuco é uma das três bacias marginais brasileiras que possui uma região de platô, sendo uma espécie de prolongamento da região de talude, cuja formação ocorreu durante a fase rifte de formação da bacia. (Costa & Alves, 1986).

É na porção *onshore* da bacia que se encontram as maiores informações de cunho geológico e geofísico. Na porção *offshore* as informações se resumem aos dois poços estratigráficos realizados pela PETROBRÁS na área. O primeiro identificado como Poço 2-I-1-PE perfurado em 1960, na Ilha de Itamaracá, que atingiu o embasamento a apenas 400m de profundidade, e o segundo poço estratigráfico (Poço 2-CPE-1-PE), localizado na praia do Cupe chegou à profundidade de 2980 metros sem atingir o embasamento cristalino, encontrando sedimentos barremianos (Lima Filho, 1998), o que estimulou os estudos para investigações da possibilidade de ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Pernambuco.

A porção *offshore* da Bacia de Pernambuco corresponde ao platô de Pernambuco que se desenvolveu sobre uma região de crosta continental estirada durante a fase de rifteamento (Alves & Costa, 1986).

A Bacia de Pernambuco apresenta dois depocentros identificados na faixa costeira como o gráben de Piedade e o gráben do Cupe, separados por uma

estrutura positiva, definida como Alto de Santo Agostinho, que representa as intrusões de rochas magmáticas da Suíte Ipojuca (~110 m.a.).

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está situada na região costeira do Estado de Pernambuco, estendendo-se de Recife até Sirinhaém, tanto na porção *onshore* como *offshore*. Geograficamente a região em estudo está localizada no Nordeste do Brasil entre as coordenadas 34°35'45" e 35°10'55" de longitude Oeste e 7°58'38" e 8°42'25" de latitude Sul. (Fig.01)

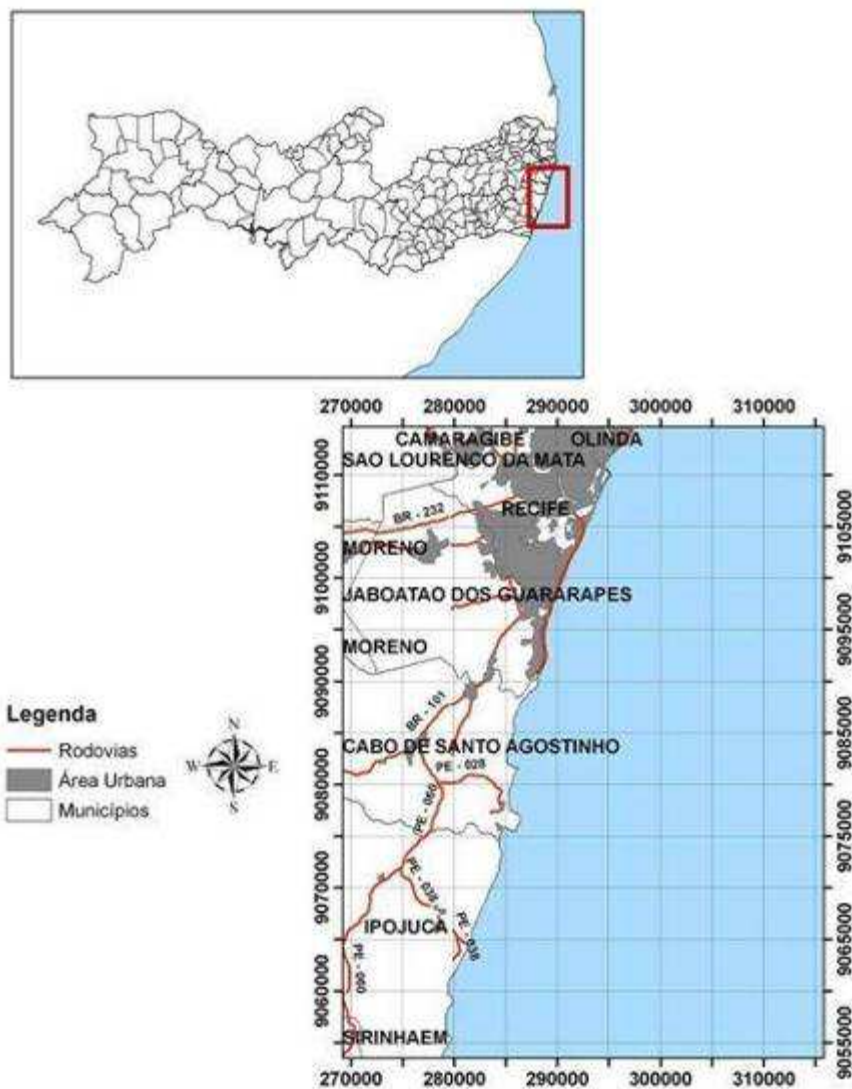


Figura 01 – Mapa de Localização da área de estudo (adaptado da CPRM, 2001).

1.2 JUSTIFICATIVA

Dentre as bacias da margem continental do Leste, a Bacia de Pernambuco é uma bacia pouco priorizada na prospecção de hidrocarbonetos. Recentemente foi realizado um trabalho da Petrobrás em parceria com a Universidade Federal de Pernambuco a fim de conhecer o arcabouço estrutural da Bacia, com o título: **Nova metodologia de integração geológico-geofísico regional, com aplicação experimental na Bacia sedimentar de Pernambuco e norte de Alagoas.**

Assim, o mapeamento gravimétrico nesta área, integrando-se os dados gravimétricos continentais com os dados provenientes de modelos gravimétricos calculados a partir da altimetria por satélite nos oceanos, buscou contribuir para o conhecimento da bacia, visto que a utilização dos modelos provenientes de dados de altimetria por satélite constituem uma ferramenta bem menos onerosa do que a gravimetria convencional, o que possibilita a identificação de estruturas gravimétricas de grande porte.

1.3 OBJETIVOS

Objetivo geral:

- Obter mapas integrados de anomalia Bouguer para identificar e analisar os dados gravimétricos na porção *onshore* e *offshore* presentes na Bacia de Pernambuco.
- Realizar a modelagem 3D, a fim de se conhecer o contorno basal do embasamento cristalino para servir de base para a modelagem 2 D, com o objetivo de se estimar a espessura do pacote sedimentar nas sub-bacias de Piedade de Cupe .

Objetivo específico:

- Avaliar a qualidade dos dados provenientes de modelos obtidos com dados de altimetria por satélite na porção *offshore* da área em estudo, a fim de se obter um conhecimento maior nesta parte da Bacia, dada a escassez de dados gravimétricos convencionais nessa região.

1.4 ESTADO DA ARTE DOS ESTUDOS GRAVIMÉTRICOS NA BACIA DE PERNAMBUCO

A partir da década de 1960 foram realizados os primeiros estudos geofísicos na bacia. Quase dez anos depois estes trabalhos foram reunidos em apenas uma publicação, intitulada “Estudos Geofísicos da Faixa Sedimentar Costeira Recife - João Pessoa”, de autoria do Prof. Helmo Rand (1967). Neste estudo foi realizado um levantamento magnetométrico e radiométrico na praia de Jaguaribe na ilha de Itamaracá, estabelecendo perfis magnetométricos e sondagens sísmicas de reconhecimento na faixa sedimentar ao norte do Recife.

Somente em 1976 foi publicado o primeiro trabalho envolvendo dados gravimétricos, magnetométricos, radiométricos e sísmicos de refração. Rand definiu nesse estudo grandes estruturas gravimétricas, separando a Bacia do Recife em duas sub-bacias: a sub-bacia Sul, limitada ao norte pela zona de cisalhamento Pernambuco (ZCPE) e sub-bacia Norte indo desde esta zona de cisalhamento até João Pessoa (PB). Foram identificados ainda, blocos positivos e negativos (blocos Piedade, Gaibú, Suape, Sirinhaém, Rio Formoso e Coroa Grande) condicionados por um sistema de falhas sub-paralelas à costa. Nesta ocasião, foram propostos estudos particularizados para os blocos negativos, que possivelmente poderiam apresentar grandes espessuras de sedimentos (por exemplo, a Sub-bacia de Piedade).

Neste trabalho também foi identificada a presença de duas intrusões de rochas básicas, que possivelmente correspondem a antigos “*hot spots*”, localizados a NW de João Pessoa (PB) e SE de Ipojuca (PE). Concluiu-se, ainda, que a sub-bacia Sul é controlada a oeste por um escalonamento de falhas, formando um meio gráben o qual é cortado por um sistema de falhas. O deslocamento magnético (20 a 30 km) da ZCPE sugere um papel importante do mesmo na separação final dos continentes da América do Sul e Africano. Nesta ocasião foram formados os grandes lineamentos estruturais (Lineamento Pernambuco e Lineamento Paraíba) associados ao movimento de deriva entre os continentes da América do Sul e África. Outros alinhamentos menores também foram identificados, como estruturas associadas ou não aos lineamentos maiores. Como o Lineamento Goianinha (ao norte). O entendimento da existência da estrutura em rifte subparalela à costa, desenvolvida a partir do movimento de separação entre os dois continentes, já

estava consolidado, e os resultados gravimétricos mostraram outra grande anomalia positiva que poderia estar associada à subida do manto no sentido W-E subparalela à costa. Esta anomalia se sobrepõe e mascara o efeito dos sedimentos depositados nestas bacias dificultando seu estudo em escala regional. No mapa de anomalia Bouguer as curvas de isoanomalia são dispostas paralelamente à costa, aumentando em valores para leste. Isso caracteriza uma subida da Moho de oeste para leste, antes de chegar à bacia litorânea. Lineamentos perpendiculares à costa são observados, o que divide a Bacia da Paraíba em vários blocos. O limite norte da bacia é marcado por um degrau que coincide com o vale do Rio Goianinha e o limite sul, por outro degrau que se localiza no vale do rio Goiana. A Bacia da Paraíba é dividida em duas sub-bacias, norte e sul, separados pela zona de cisalhamento Paraíba (ZCPB). O mapa de anomalia Bouguer também evidencia grandes anomalias de caráter profundo como a que ocorre a NW de João Pessoa, que ao ser relacionada com uma esfera teria 13 km de diâmetro e uma profundidade máxima calculada de 20 km. Esta anomalia seria consequência da subida de um antigo “hot spot” que se localizou na crosta inferior e agora produz uma anomalia gravimétrica (figs.02, 03 e 04).

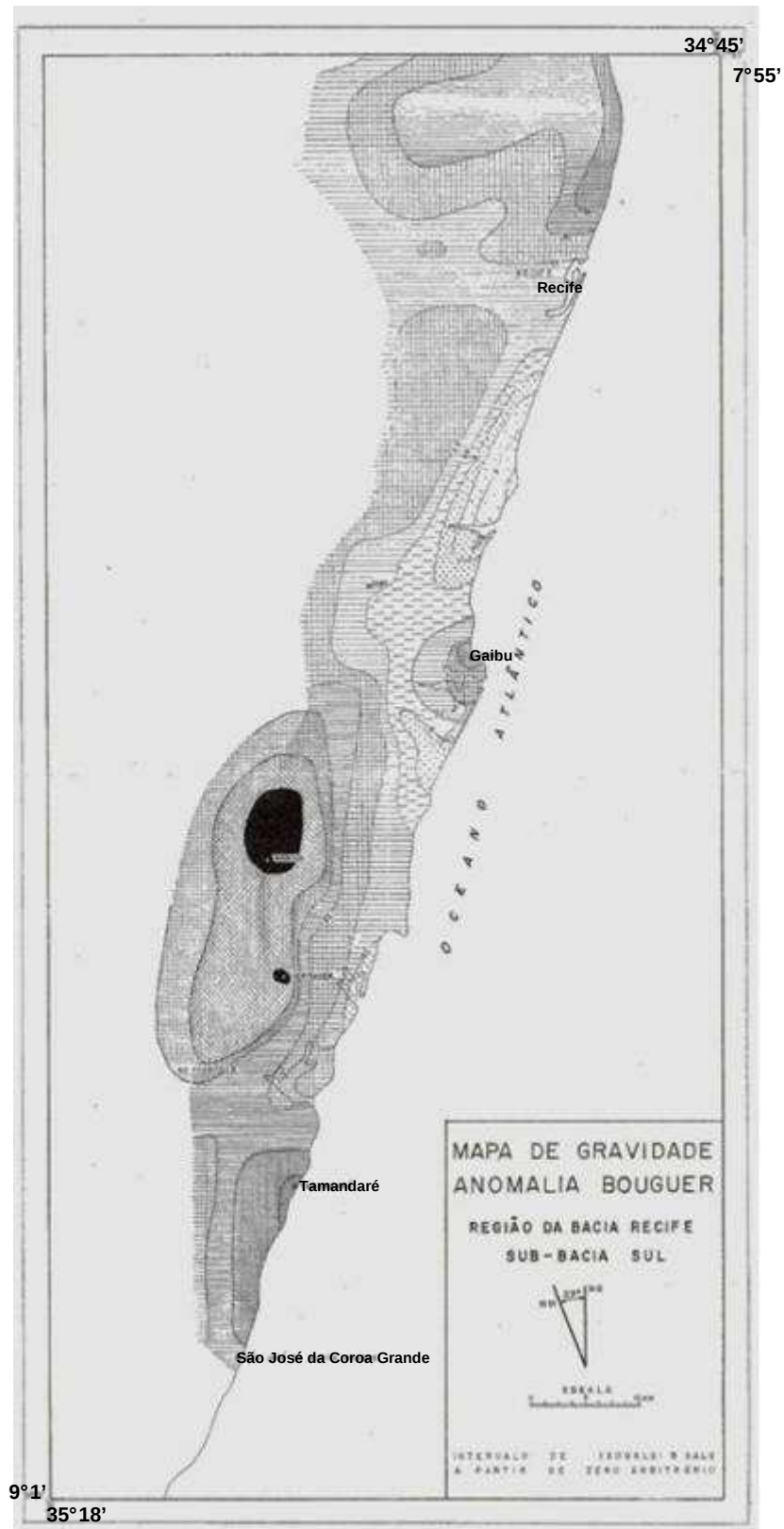


Figura 02 – Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer da região da Bacia do Recife – Sub-Bacia Sul (Rand, 1976).

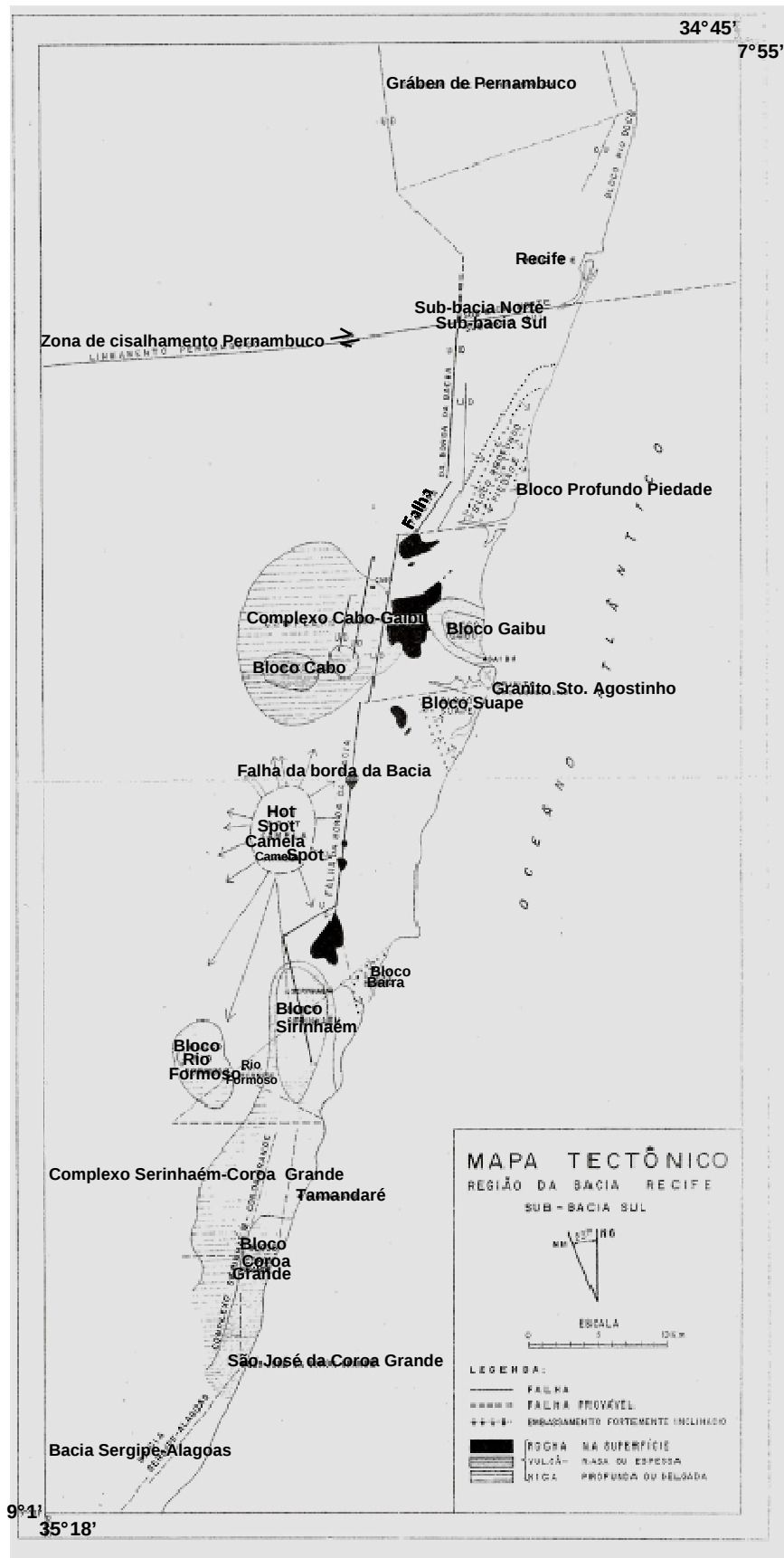


Figura 03 – Mapa tectônico da região da Bacia do Recife – Sub-Bacia Sul (Rand, 1976).

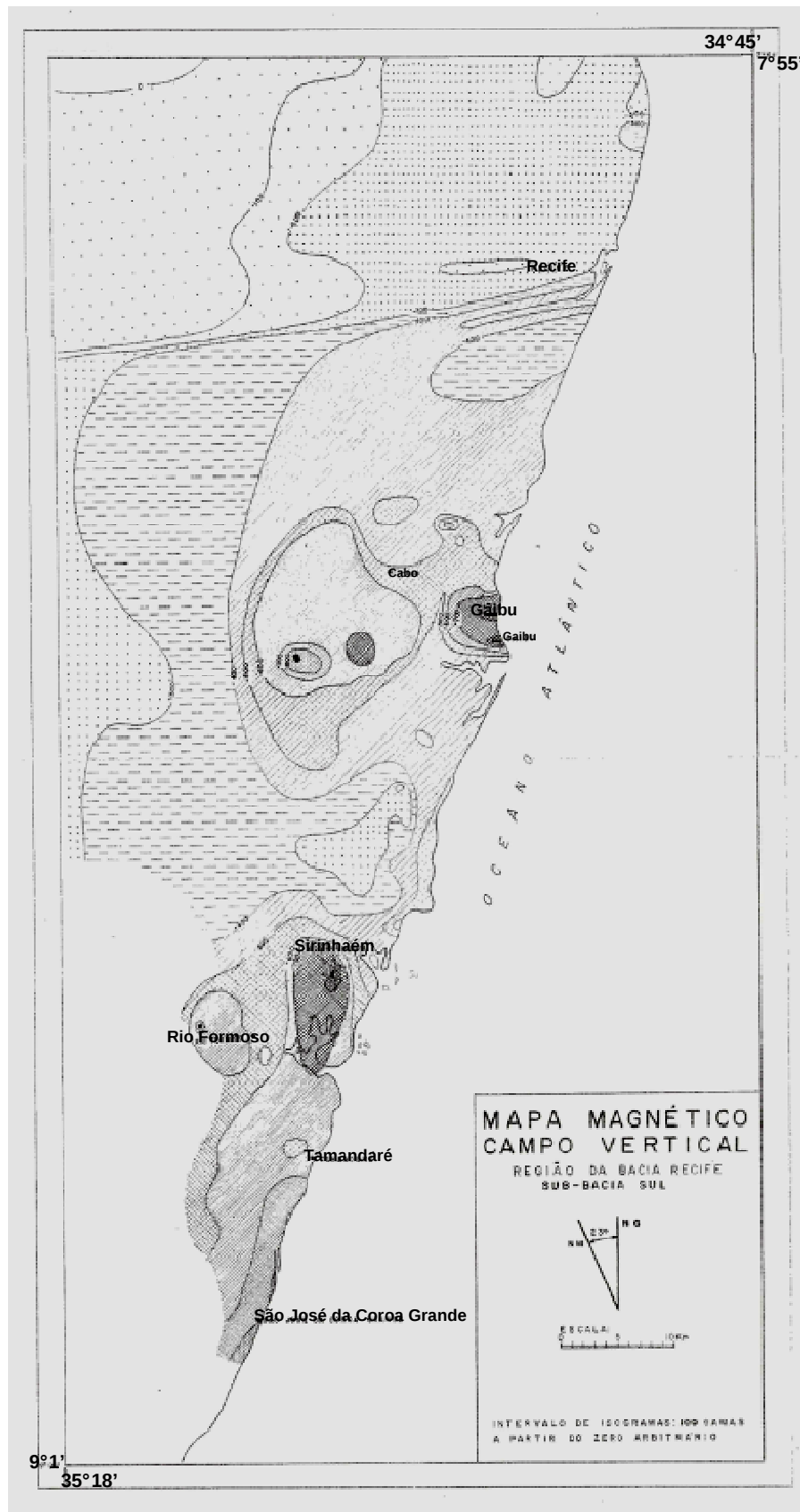
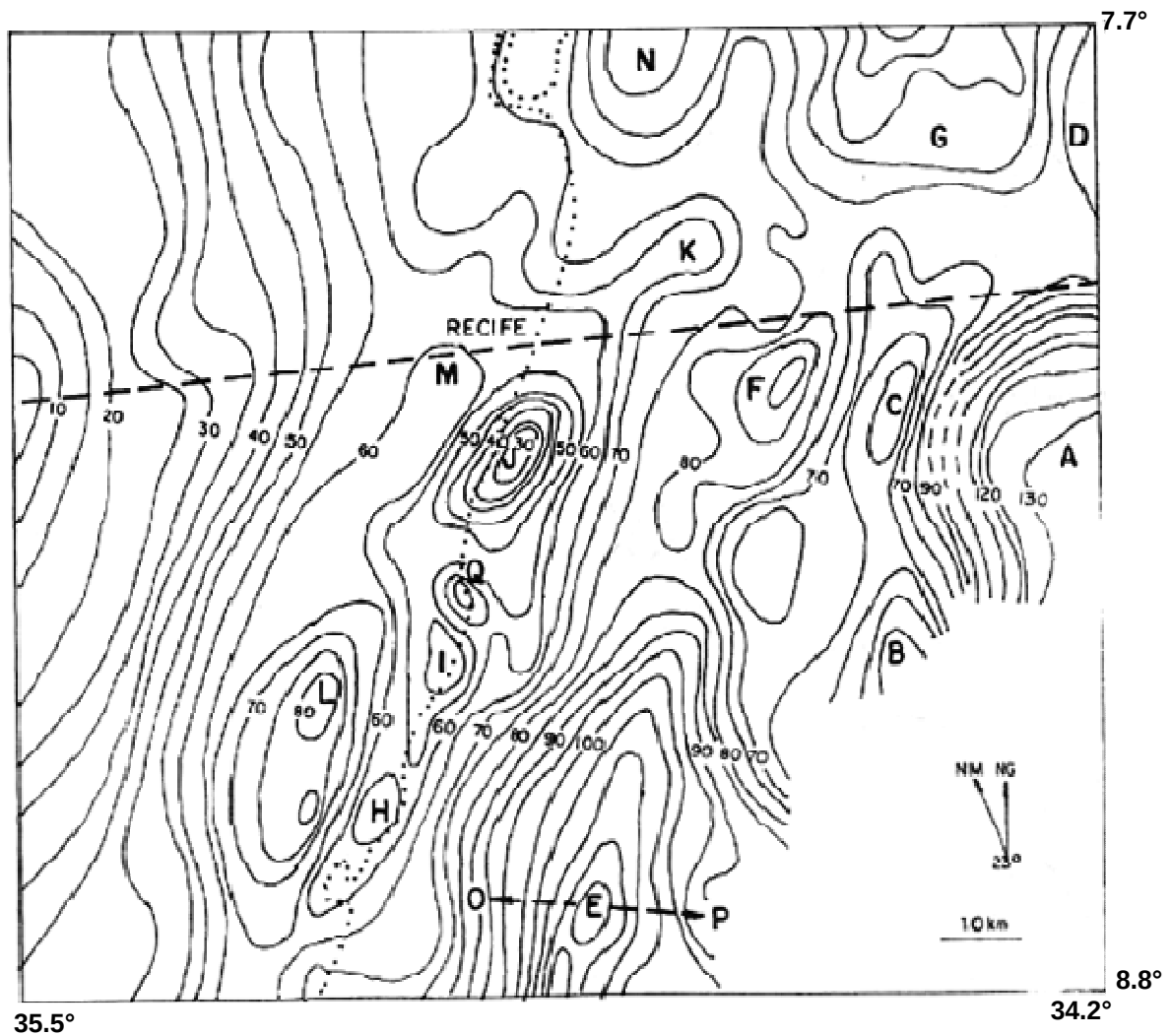


Figura 04 – Mapa magnético de campo vertical da região da Bacia do Recife – Sub-Bacia Sul (Rand, 1976).

Segundo Lima Filho (1998), a Petrobrás, em 1970, 1979 e 1982, elaborou mapas da plataforma oriental do Nordeste, envolvendo sísmica, gravimetria e magnetometria, com objetivo de locação do poço do Cupe (2 CP1-PE).

Em 1986, Rand, através da integração de dados gravimétricos obtidos na porção *onshore* e *offshore* do Recife, se estendendo até o Platô do Recife (Petrobrás, 1982 *apud* Lima Filho, 1998), identificou várias anomalias gravimétricas alinhadas tanto na direção N-S, como E-W. Neste contexto a ZCPE aparece como uma linha contínua separando dois padrões distintos de anomalias cujas formas evidenciam o seu caráter dextral, com rejeito entre 20 e 25 km. Além das anomalias positivas, que traduzem a presença de rochas básicas, principalmente do platô submarino, as anomalias negativas foram caracterizadas como resultado da resposta de rochas graníticas ou sedimentares. Neste sentido, um alinhamento de anomalias negativas de direção NNE-SSW foi chamado de alinhamento das bacias de Barra de Sirinhaém, Suape e Piedade, com mais uma pequena bacia a norte da ZCPE. Foram feitas estimativas para as profundidades dessas bacias, sendo que para a Bacia de Barra de Sirinhaém foi estimada uma profundidade maior do que 1000 metros, para a Bacia de Piedade, mais de 2300 metros e para a Bacia de Suape a Petrobrás furou um poço de 3000 metros e não chegou ao embasamento. É interessante notar que na época foi feita uma comparação entre a profundidade estimada para Piedade e Suape, como a anomalia Bouguer da Bacia de Suape foi de 10 mGal menor do que a de Piedade, significa dizer que a Bacia de Piedade poderia ser mais profunda do que a de Suape, isto é, mais profunda do que 3000 m (fig.05).



Legenda

- Linha de costa
- Zona de Cisalhamento PE
- (A) Anomalia positiva
- (B-C) Rochas graníticas e Básicas
- (D) Norte da ZCPE
- (E-F-G) Linha de rochas básicas submarinas
- (H) Barra de Sirinhaém
- (I) Suape
- (J) Piedade
- (K) Anomalia ao Norte da ZCPE
- (L) Anomalia de Gamela
- (M) Anomalia de Jaboatão
- (N) Itamaracá
- (O-P) Perfil Sísmico

Figura 05 – Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer em redor do Recife (Rand, 1982).

Correia (1986), no seu trabalho nas proximidades da cidade de Pedra de Fogo (PB), identificou cinco feições, cuja representação mais proeminente está na região centro-leste da área. Esta anomalia, que é observada a partir de um patamar de 26 mGal a leste da área e cujos valores vão diminuindo até -4 mGal, sugere um corpo granítico intrusivo menos denso encaixado no complexo gnáissico-migmatítico. Por outro lado esse suposto corpo granítico provoca uma anomalia magnética positiva, cuja variação chega a 150 nT, que pode ser explicada como consequência de uma maior susceptibilidade magnética do corpo granítico em relação à sua encaixante.

Araújo (1994) realizou um mapeamento geológico e geofísico de semi-detalhe (magnetometria e gravimetria), na região do granito do Cabo de Santo Agostinho. O mapa de anomalia Bouguer mostrou feições circulares positivas que podem corresponder a rochas basálticas não aflorantes com profundidades de 70 a 100 metros. Estruturas planares com leve mergulho para SE foram relacionadas aos derrames de traquito que ocorrem em toda a região. Também aí, nota-se leve tendência de subida no gradiente, no sentido W-E. O modelamento gravimétrico 2D identificou dois sistemas de falhas com blocos deslocando-se para leste em forma de semi-rift. O primeiro sistema, com rejeitos superiores a 100 metros de forte inclinação, possivelmente corresponde aos primeiros estágios de deriva dos continentes e o segundo, com rejeitos menores, com igual vergência, possivelmente corresponde a um segundo evento tectônico, posterior ao início do ciclo de sedimentação da bacia. Posteriormente, esses dados foram melhorados e Motta *et al.* (1996), trouxe uma visão melhor da tectônica e da sedimentação da Bacia, como bem salientou Lima Filho (1998).

Oliveira (1994) fez um estudo confirmando as mesmas anomalias gravimétricas identificadas por Rand (1976), porém, em função da maior densidade de pontos e uma distribuição mais homogênea, essas anomalias tiveram suas localizações, formas e amplitudes definidas com maior precisão e novas feições foram acrescentadas, possibilitando o aprimoramento da visão tectônica-estrutural das bacias sedimentares da região. Na modelagem 2D, foram efetuados 13 perfis perpendiculares às principais anomalias. Dentre as conclusões do trabalho, segundo a gravimetria, o rifte do Cabo estaria seccionado por um alto estrutural na região entre a cidade do Cabo e a Praia de Gaibú, controlado por falhas de transferência na direção SE-NW, que por sua vez, possuem correlação com o magmatismo da

região. O gráben de Piedade, o depocentro do segmento nordeste, correspondente à região da Praia de Candeias, teria uma profundidade de 2800 metros e o depocentro do segmento sudoeste, correspondente à região da Ponta do Cupe, possuiria 3500 metros de profundidade.

Rocha & Oliveira (2003), baseados nos dados do levantamento feito pelo CPRM em 1994, fazem uma análise do mapa gravimétrico residual, a partir da filtragem do campo gravimétrico regional representado por uma superfície de tendência de 3º grau. Nesse mapa a ZCPE é bem enfatizada. Destacam-se ainda três feições importantes: 1. uma anomalia positiva, localizada sobre o granito do Cabo de Santo Agostinho que possivelmente reflete uma estrutura tectônica de soerguimento na região; 2. um alinhamento de anomalias positivas que acompanham a borda da Bacia Pernambuco-Paraíba ao norte da ZCPE; 3. a correlação da forma da ilha de Itamaracá com o cruzamento de estruturas gravimétricas de abatimento tectônico nas direções N-S e E-W, que produziram um progressivo aumento da espessura sedimentar no sentido do nordeste da ilha (fig.06).

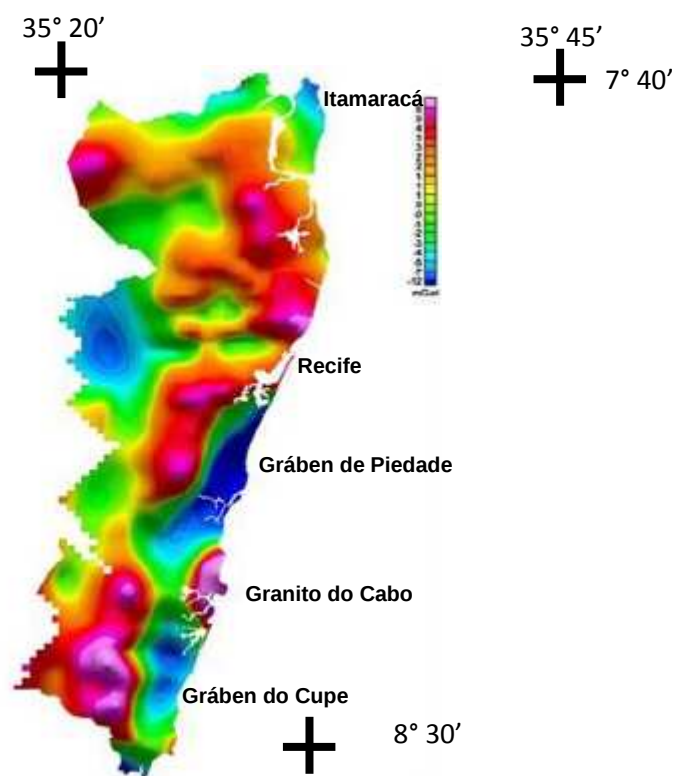
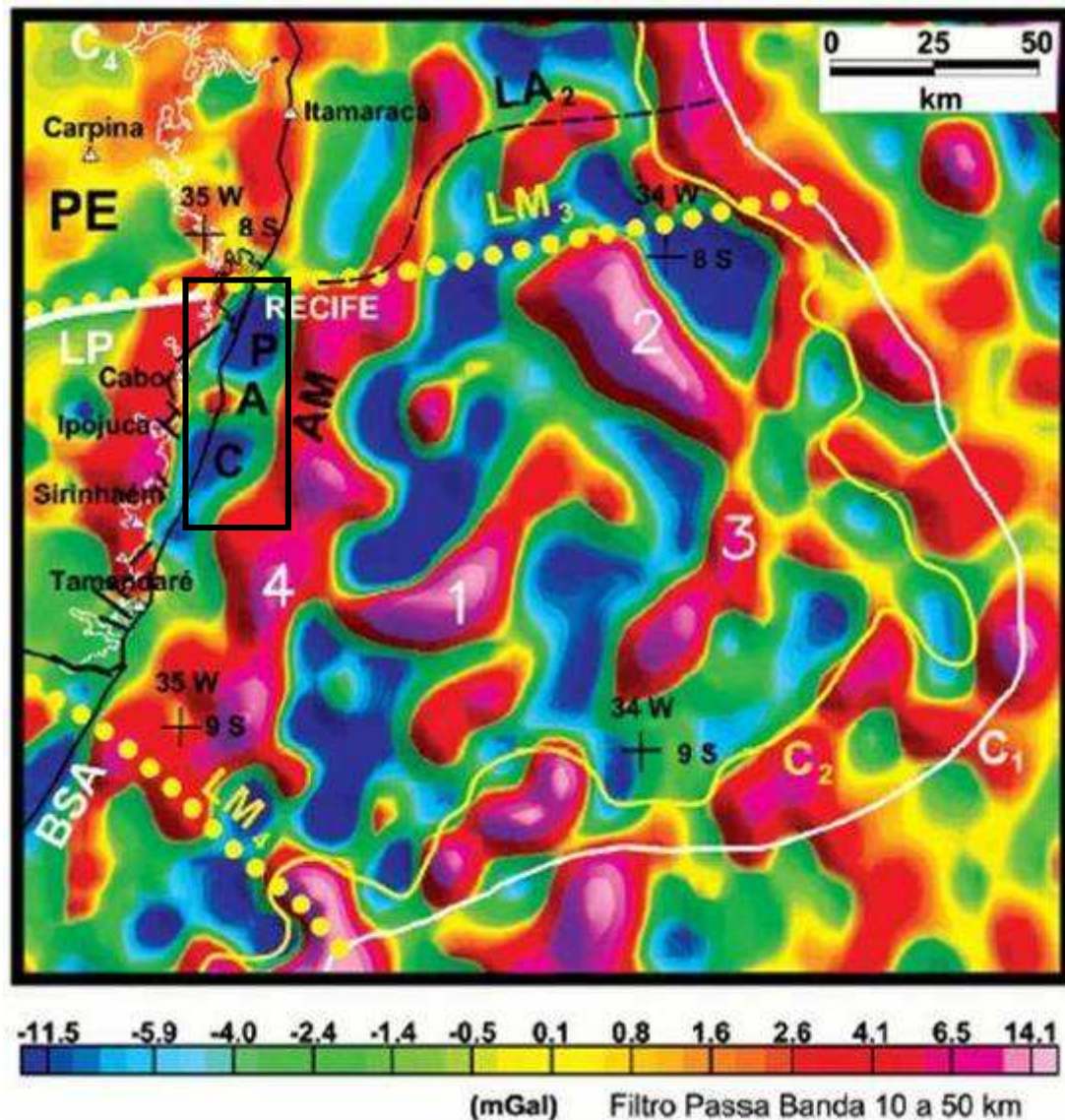


Figura 06 – Mapa gravimétrico residual da região metropolitana do Recife (Rocha & Oliveira, 2003).

Almeida *et. al.* (2005), apresentam um mapa gravimétrico que resalta anomalias de pequeno comprimento de onda. Onde ficam evidentes os dois grábens (Piedade e Cupe) tanto na região *onshore* como na região *offshore*. Observam-se também duas anomalias positivas, o alto estrutural do granito do Cabo, que se estende para o mar, e uma grande estrutura gravimétrica, definida como alto do Maracatu, localizada apenas na região *offshore* (fig.07).



Área de estudo

Figura 07 - Mapa gravimétrico residual da Bacia Pernambuco-Paraíba. LM3 e LM4 são opções do possível limite setentrional da Sub-Bacia de Pernambuco. P e C identificam os grábens de Piedade e Cupe, e A e AM identificam os altos do Cabo de Santo Agostinho e de Maracatu, respectivamente (Almeida, 2005).

Recentemente, França *et. al.*(2008), destacou o uso da gravimetria por satélite na Bacia de Pernambuco, através do processamento de sinal gravimétrico e modelagem 2D nos baixos estruturais de Piedade e Cupe (Bacia Pernambuco) *onshore e offshore*.

Nos mapas gravimétricos confeccionados foi evidenciada a presença das grandes estruturas da Bacia, como o alto do Macaratu e os baixos de Piedade e Cupe. A modelagem 2D realizada no trabalho confirmou de uma forma geral as profundidade até então defendidas na literatura, ficando o gráben de Piedade com uma profundidade de 3700 m, e o Cupe com 2700m. Estes dados reforçam a hipótese da influência dos basaltos, presentes na área, que viriam a mascarar a real profundidade de bacia, que pode atingir a profundidade máxima de até 4000m (Lima Filho, 1998).

CAPÍTULO II

ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DE PERNAMBUCO

2.1 INTRODUÇÃO

A Bacia de Pernambuco está inserida na margem atlântica do Nordeste brasileiro entre a Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE), seu limite norte, e o alto de Maragogi, seu limite sul. Seu embasamento faz parte da Província da Borborema. Apresenta 100 km de comprimento e 12 km de largura na porção emersa. Em sua porção submersa, estende-se para norte do platô de Pernambuco (Alves & Costa, 1986).

Conforme Alheiros & Ferreira (1989), a então Sub-Bacia Cabo, denominação antes empregada à Bacia de Pernambuco, já em 1902, era motivo de interesse para Branner, publicando o *“Geology of Northeast Coast of Brasil”*, que faz alusão à divisão do nordeste em duas partes principais: a faixa sedimentar costeira e a zona cristalina do interior. No entanto, é só a partir dos trabalhos elaborados por Kegel (1959) e Cobra (1960), a respeito da gênese do pacote conglomerático, que se inicia um estudo mais detalhado dessa Sub-bacia Cabo.

A pequena espessura sedimentar de 400 metros na faixa costeira identificada pelo poço estratigráfico (2 IST-1-PE) feito pela Petrobrás em 1969 na Ilha de Itamaracá gerou inúmeros trabalhos defendendo a denominação da faixa entre o alto de Maragogi até o alto de Touros de Bacia Pernambuco-Paraíba (Asmus & Carvalho, 1978; Ojeda, 1981 *apud* Lima Filho *et al.* 2005). Entretanto, em 1980, outro poço é perfurado pela Petrobrás, agora ao sul da ZCPE, na praia do Cupe. O Poço 2 CP-1-PE chegou à profundidade de 2.980 metros sem atingir o embasamento cristalino. Apesar deste dado, alguns trabalhos continuaram defendendo a semelhança entre as faixas costeiras ao norte e ao sul da ZCPE.

Rand em 1976 foi o primeiro a sugerir que a bacia era independente das outras bacias localizadas ao norte da ZCPE.

Até meados da década de 90 a Bacia de Pernambuco era descrita no mesmo contexto geológico da Bacia da Paraíba, com a denominação Bacia Pernambuco-Paraíba (Feijó, 1994a *apud* Nascimento 2003). Em 1998, Lima Filho, em sua tese, propõe a separação das Bacias de Pernambuco e da Paraíba, com base nas diferenças estratigráficas e estruturais. Por exemplo, a expressiva seção rifte vulcanosedimentar, que ocorre na Bacia de Pernambuco, não é observada na Bacia da Paraíba, que apresenta várias exposições de plataformas carbonáticas neocretáceas a paleógenas. Neste sentido, Lima Filho (1998) denominou Bacia da Paraíba, a bacia situada entre a ZCPE e o Alto de Touros e a bacia sedimentar do tipo rifte, a Bacia de Pernambuco, está localizada entre ZCPE, seu limite Norte, e o Alto de Maragogi, seu limite Sul, dessa maneira, o limite das duas bacias estaria na ZCPE (fig. 08).



Figura 08 - Mapa de localização das Bacias de Pernambuco e da Paraíba, em destaque a zona limite entre elas, denominada de Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE) (modificada de Mabesoone e Alheiros (1993) *apud* Barbosa et al., 2008).

O limite oeste da Bacia de Pernambuco é dominado por rochas graníticas, gnáissicas e magmatitos do Maciço Pernambuco/Alagoas. Na faixa costeira da bacia são identificados dois *grábens*, o *gráben* de Piedade e o *gráben* do Cupe, separados por um alto estrutural de caráter positivo representado pelo granito do Cabo de Santo Agostinho.

A porção *onshore* da Bacia de Pernambuco, segundo Jardim de Sá *et al.* (2004) compreende uma estreita faixa submeridiana, seguindo o litoral a sul de Recife (PE), com aproximadamente 80 km de extensão, apresentando direção NNE e largura de 12 km, e uma área de aproximadamente 900 km². Sua geração e evolução estão associadas ao evento de ruptura do Supercontinente Gondwana, que culminou com a abertura do Oceano Atlântico Sul e implantação das bacias marginais brasileiras no chamado Sistema de Riftes do Leste Brasileiro (Chang *et al.* 1992 *apud* Mio, 2005). Sua implantação se deu no final do processo de ruptura entre a América do Sul e a África, no Eocretáceo (Almeida *et al.*, 2005).

A porção *offshore* da Bacia de Pernambuco corresponde ao platô de Pernambuco que se desenvolveu sobre uma região de crosta continental estirada durante a fase de rifteamento (Alves & Costa, 1986). Esta porção da bacia apresenta muitas dúvidas, devido a falta de amostragem direta através de sondagem.

Liandrat *et al.* (1989), desenvolveu os primeiros estudos na Sub-Bacia do platô de Pernambuco, a partir de levantamentos aeromagnetométrico (*offshore*) no litoral brasileiro compreendidos entre Salvador e João Pessoa. Liandrat evidência a existência desta sub-bacia a partir da observação de um baixo magnético com um formato triangular.

A Sub-Bacia do Platô de Pernambuco é limitada a SW pelo alto de Maragogi; a NE por um alto externo, e a SE por outro alto externo que representa a continuação para NE do alto externo Sergipe-Alagoas, supostamente pertencente ao Cinturão Atlântico (Liandrat *et al.*, op. cit.). (figs.09 e 10)

Outros autores ainda descreveram a região do Platô de Pernambuco como sendo uma faixa de crosta continental distendida.

Baseando-se em estudos sismo-estratigráficos, Alves & Costa (1986), sugeriram uma coluna estratigráfica para a região do platô de Pernambuco, correlacionando às fases deposicionais e erosionais da porção norte do Platô e da região *onshore* da Bacia de Pernambuco. Apresentaram então uma seqüência sedimentar composta por quatro unidades deposicionais (I, II, III e IV), separadas por eventos erosivos e pelas discordâncias regionais (D0, D1, e D2) (fig.11)



Figura 11 - Coluna Estratigráfica proposta para a região do Platô de Pernambuco, modificado de Costa e Alves, 1986 *apud* Silva, 2008

Segundo esses autores, provavelmente durante a fase de rifteamento dos continentes, foram desenvolvidos *grábens* que teriam sido preenchidos por arenitos terrígenos intercalados com folhelhos, siltitos e ocasionalmente conglomerados (unidade I) aparentemente erodidas no final do ciclo sedimentar. Esta unidade teria sido depositada entre o Neocomiano e o Aptiano, em meio a manifestações magmáticas básicas e/ou alcalina e seria correlacionável à Formação Cabo da porção *onshore* da Bacia de Pernambuco.

A unidade II, transgressiva possivelmente de calcarenitos e calcilutitos de idade Albiana-Paleocênica, correspondente à fase carbonática das bacias marginais brasileiras. A correlação adotada para a sedimentação desta unidade se dá entre os calcários Albianos de águas rasas do Platô e a Formação Estiva da região *onshore*, e entre os carbonatos de águas mais profundas, representando as porções distais de sedimentos das Formações

Beberibe (terrígenos + carbonáticos), Gramame (carbonática) e Maria Farinha (carbonática).

A unidade II sofreu duas fases erosivas principais: uma de provável idade Eo-Paleocênica e outra no final do Oligoceno. A primeira fase erosiva é evidenciada por um profundo canal preenchido por sedimentos regressivos de características turbidíticas (unidade III) e recorta as seqüências anteriores. Por fim, a unidade IV, recobre toda a região do platô, se superpondo aos sedimentos das unidades II e III e, ainda, a algumas porções do embasamento do alto externo do platô.

Durante a fase de deposição dos fluxos turbidíticos (unidade III) a porção costeira experimentou um extenso hiato deposicional e a correspondência da seqüência pelágica da unidade IV é atribuída aos clásticos continentais da Formação Barreiras, da porção *onshore* da Bacia de Pernambuco.

2.2 EVOLUÇÃO DA BACIA DE PERNAMBUCO

A Bacia de Pernambuco, inserida no contexto das bacias sedimentares costeiras do leste brasileiro, tem sua origem relacionada com a separação entre a América do Sul e a África, envolvendo uma história de distensão cretácea polifásica (Matos, 1999).

São reconhecidos três eventos deformacionais, defendidos por Almeida (2003). O primeiro evento, mais antigo, associado ao rifteamento/distensão cretácea, gerando as falhas normais de alto e baixo ângulo de direção aproximadamente NE, e as falhas de transferência com orientação NW compreendem o reconhecimento de diferentes estilos de falhamentos normais (de alto e de baixo ângulo) e de contatos entre a seção rifte e o embasamento da bacia. Este evento sin-rifte, afetou a Formação Cabo, que é uma unidade siliciclástica de idade Aptiana-Albiana. Afetou também a Suíte Ipojuca, conjunto de rochas vulcânicas de baixa profundidade caracterizada pela presença de magmatismo básico-ácido que corta as rochas da Formação Cabo.

O segundo evento corresponde às reativações pós-rifte e pós-Formação Algodoads. Estas falhas mais jovens apresentam direção E-W a WNW.

O último evento, que pode ser relacionado aos efeitos de abertura do Atlântico Sul/compressão Andina, é reconhecido por falhas que afetaram todas as unidades da área exceto as coberturas quaternárias, e apresentam uma direção de distensão aproximadamente NNE, diferenciando dos demais anteriormente apresentados.

Lima Filho *et al.*(2005), sintetizou de forma esquemática a seqüência evolutiva da Bacia de Pernambuco, baseando-se em dados de *onshore* e algumas linhas sísmicas, onde o principal divisor entre as bacias de Pernambuco e da Paraíba seria a ZCPE (fig.12).

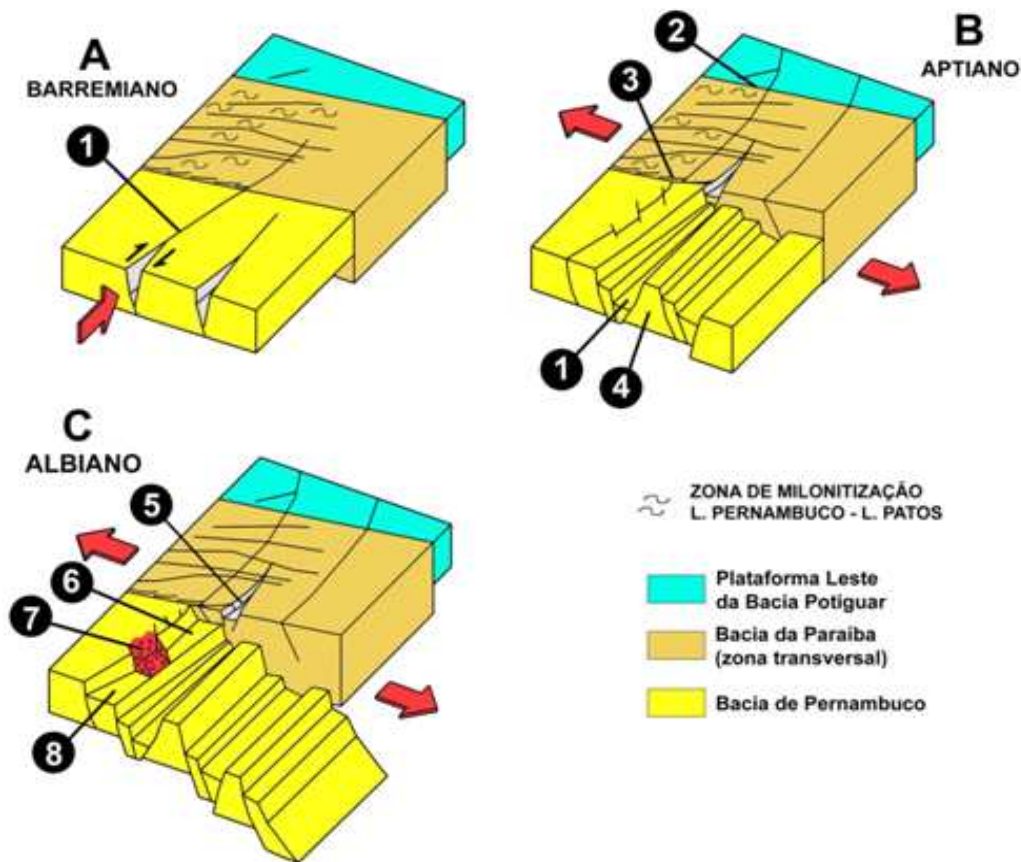


Figura 12 - Modelo esquemático simplificado da evolução tectônica da Bacia de Pernambuco modificado de Lima Filho *et al.*, 2005: 1-Rifte do Cupe, 2-Zona de Cisalhamento Patos, 3-Zona de Cisalhamento Pernambuco, 4-Alto de Tamandaré, 5-Gráben de Olinda, 6-Gráben de Piedade, 7-Granito do Cabo de Santo Agostinho, 8-Gráben do Cupe.

No primeiro esquema (fig. 12-A), observa-se o rifte do Cupe (fig. 12-A-1), com idade P-260 (Barremiano), através dos dados de poço. O preenchimento se deu num rifte estreito gerado por movimentos horizontais transcorrentes dextrais. A partir deste esforço foi gerado um pequeno rombóide, que se estendeu até a ZCPE. O esquema seguinte (fig.12-B), ocorreu durante o Aptiano, com atuação nesta área de esforços de direção NW. Nesta fase, possivelmente a ZCPE se movimentou na área afetada pelo rifteamento, deslocando a depressão em dois setores: o Gráben de Olinda que foi abortado devido à espessura crustal que existia ao norte do ZCPE, e o Gráben de Piedade marcado pela fase da deposição dos sedimentos da Formação Cabo inferior. Nesse esquema, é mostrado duas Zonas de Cisalhamento, a de Patos (ZCPT) (fig.12-B-2) e a de Pernambuco (fig.12-B-3), além do Alto de Tamandaré (Matos,1999) (fig.12-B-4). No esquema (fig.12-C), foi

evidenciado a continuação dos esforços extensionais, durante o Albiano, promovendo eventos de vulcanismo cuja idade Ar-Ar é de 100 M.A. (Lima Filho & Szatmari, 2002; Nascimento, 2004 *apud* Lima Filho *et al.*, 2005). Esse magmatismo não ultrapassou a ZCPE. No final do Albiano, o rifte do Cupe sofreu uma parada na sua sedimentação, principalmente, nos *grábens* de Olinda (fig.12-C-5) e de Piedade (fig.12-C-6). No *gráben* do Cupe (fig.12-C-8) houve uma subsidência, o que permitiu a ocorrência de sedimentos transgressivos carbonáticos até o Turoniano (Fm. Estiva). Neste esquema é mostrada a presença do *gráben* de Olinda ao Norte da ZCPE, e os *grábens*, de Piedade e do Cupe, separados por uma Alto estrutural, o granito do Cabo de Santo Agostinho (fig.12-C-7). Na Bacia de Pernambuco, ocorreram levantamentos epirogenéticos, a partir do Turoniano, que foram responsáveis pela erosão da Formação Cabo e da Suíte Ipojuca.

2.3 ARCABOUÇO TECTÔNICO E ESTRUTURAL

O arcabouço tectônico e estrutural da Bacia de Pernambuco está associado à tectônica distensiva que dominou entre o Mesozóico e o Terciário, ligada a abertura do atlântico.

Baseando-se no trabalho de Lima Filho (1998), a partir de dados geofísicos, fotografias aéreas e imagens de radar, foram identificados dois trends principais de falhas e fraturas da Bacia de Pernambuco: NE-SW e NW-SE, além da ZCPE, na direção E-W.

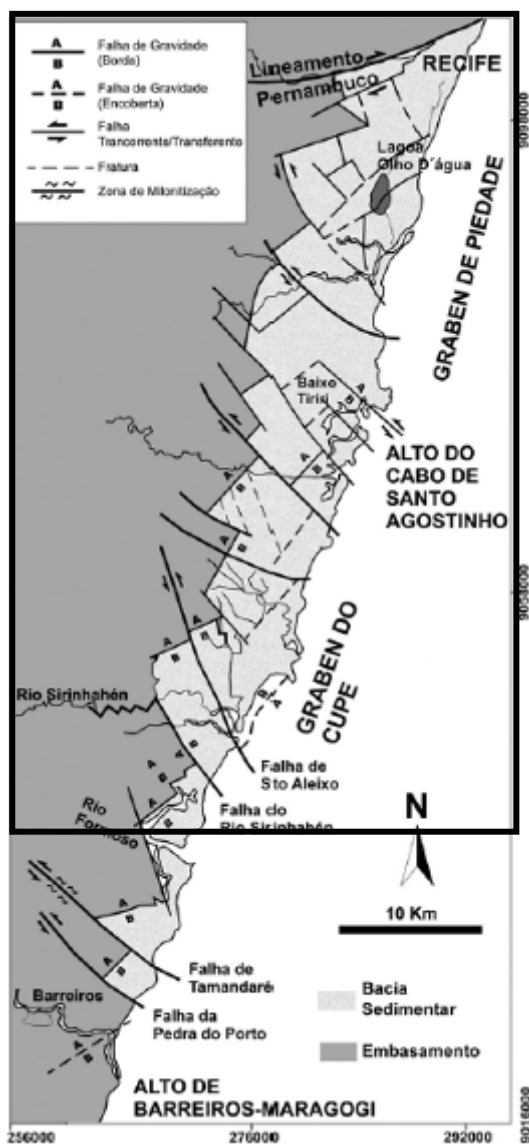
Analisando-se estruturalmente a Bacia de Pernambuco no sentido norte para sul, destaca-se inicialmente a ZCPE de direção E-W, de caráter dextral, que separa a Bacia de Pernambuco da Bacia da Paraíba. Logo abaixo da ZCPE, e ao longo de toda a Bacia, têm-se uma seqüência de falhas subparalelas à costa.

As falhas normais de direção NE-SW foram geradas pelo rifteamento sul-atlântico. O trend NE-SW apresenta-se como falhas de crescimento escalonadas em direção à plataforma continental, formando meio-*grábens* paralelos à linha da costa. Estes meio-*grábens* podem alcançar mais de 3000 metros de espessura e na maioria das vezes podem ser cortados transversalmente por falhas menores, formando pequenos blocos profundos.

O trend NW-SE influenciou consideravelmente na construção do arcabouço e compartimentação da Bacia de Pernambuco, limitando, o próprio posicionamento do

Granito do Cabo de Santo Agostinho, que atua como um elemento divisor da Bacia de Pernambuco em duas sub-bacias: Sub-Bacia Norte e Sub-Bacia Sul.

As falhas transcorrentes de direção NW-SE, observadas na Bacia de Pernambuco, apresentam na sua maioria um caráter sinistral, podendo ser identificado nas falhas do Rio de Tamandaré, de Santo Aleixo e da Pedra do Porto, esta última paralela à falha de Tamandaré e responsável pela separação entre a Bacia de Pernambuco e o Alto do embasamento Maragogi-Barreiros. Este alto estrutural separa a Bacia de Pernambuco da Bacia Sergipe-Alagoas (fig.13).



Área de estudo

Figura 13 - Mapa do arcabouço Estrutural da Bacia de Pernambuco. (Modificado de Lima Filho, 1998 *apud* Fambrine *et al.*, 2005).

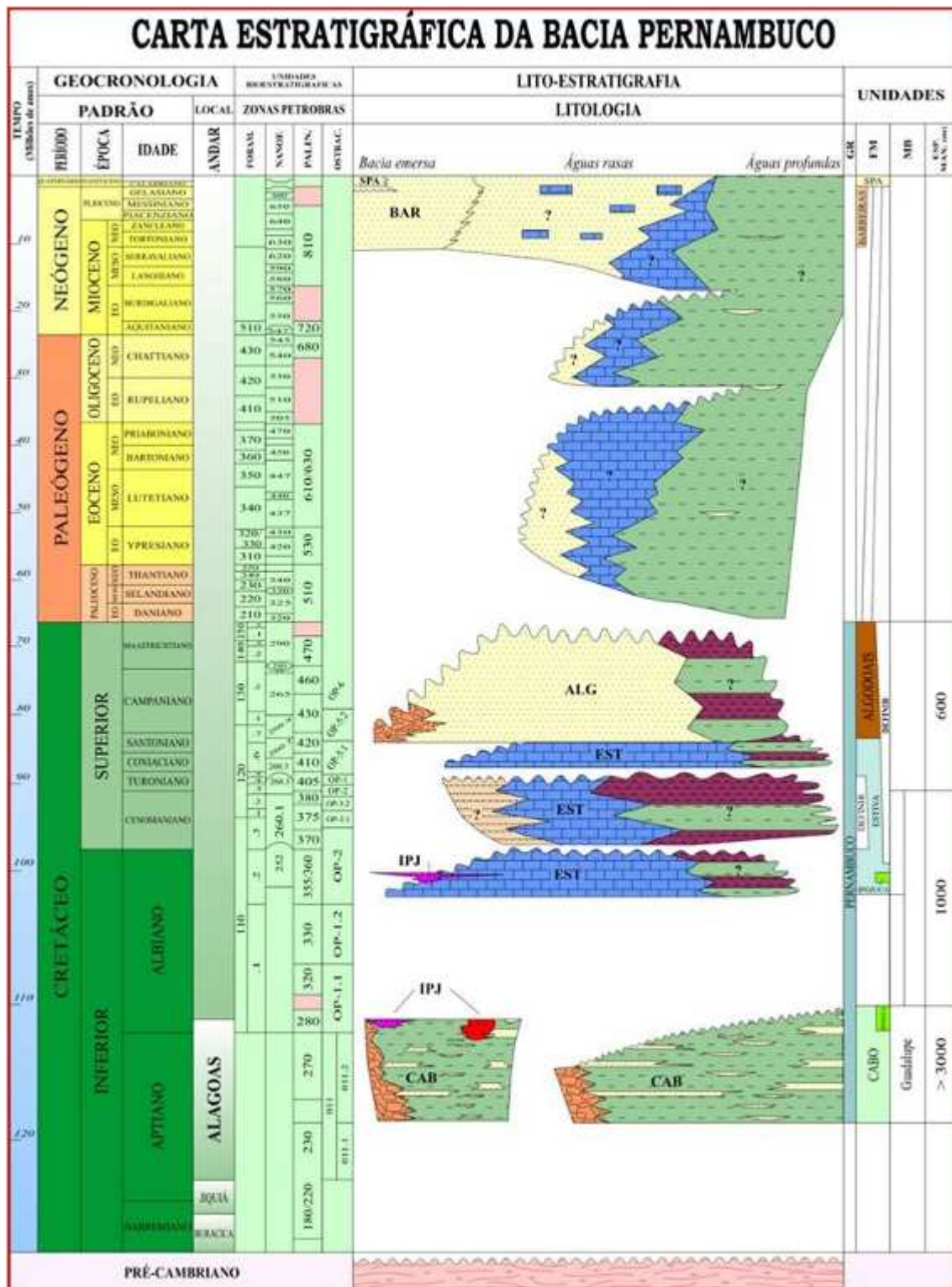
2.4 ESTRATIGRAFIA

Lima Filho (1998) definiu uma nova litoestratigrafia para a Bacia de Pernambuco, sendo composta da base para o topo pelas seguintes Formações: embasamento Pré-Cambriano, Cabo (seção rifte), Estiva e Algodoads, ambas da seção pós-rifte (figs 14 e 15).

Há cerca de 100 milhões de anos, a bacia sofreu um intenso magmatismo, dando origem à denominada Suíte Ipojuca, posicionada na base e/ou no topo da Formação Cabo. Sobrepondo-se as unidades citadas, destaca-se a Formação Barreiras, os terraços Pleistocênicos e sedimentos Quaternários.

Embasamento Cristalino

O contato da bacia com o embasamento cristalino a oeste é feito através de discordância ou de falhas. O embasamento cristalino Pré-Cambriano é representado pelo Terreno ou Maciço Pernambuco-Alagoas, composto principalmente por granitóides brasileiros/neoproterozóicos, que intrudem metaprácruais proterozóicas e ortognaisses/gnaisses bandados mais antigos, possivelmente de idade paleoproterozóica (Jardim de Sá *et al.* 1992 *apud* Almeida, 2003).



LEGENDA

- BAR** - Formação Barreiras
ALG - Formação Algodóais
EST - Formação Estiva
IPJ - Suíte Ipojuca
CAB - Formação Cabo

Figura 14 - Coluna Estratigráfica da Bacia de Pernambuco, destacando as unidades aflorantes ao norte e ao sul da Zona de Cisalhamento Pernambuco (LAGESE, 2003).

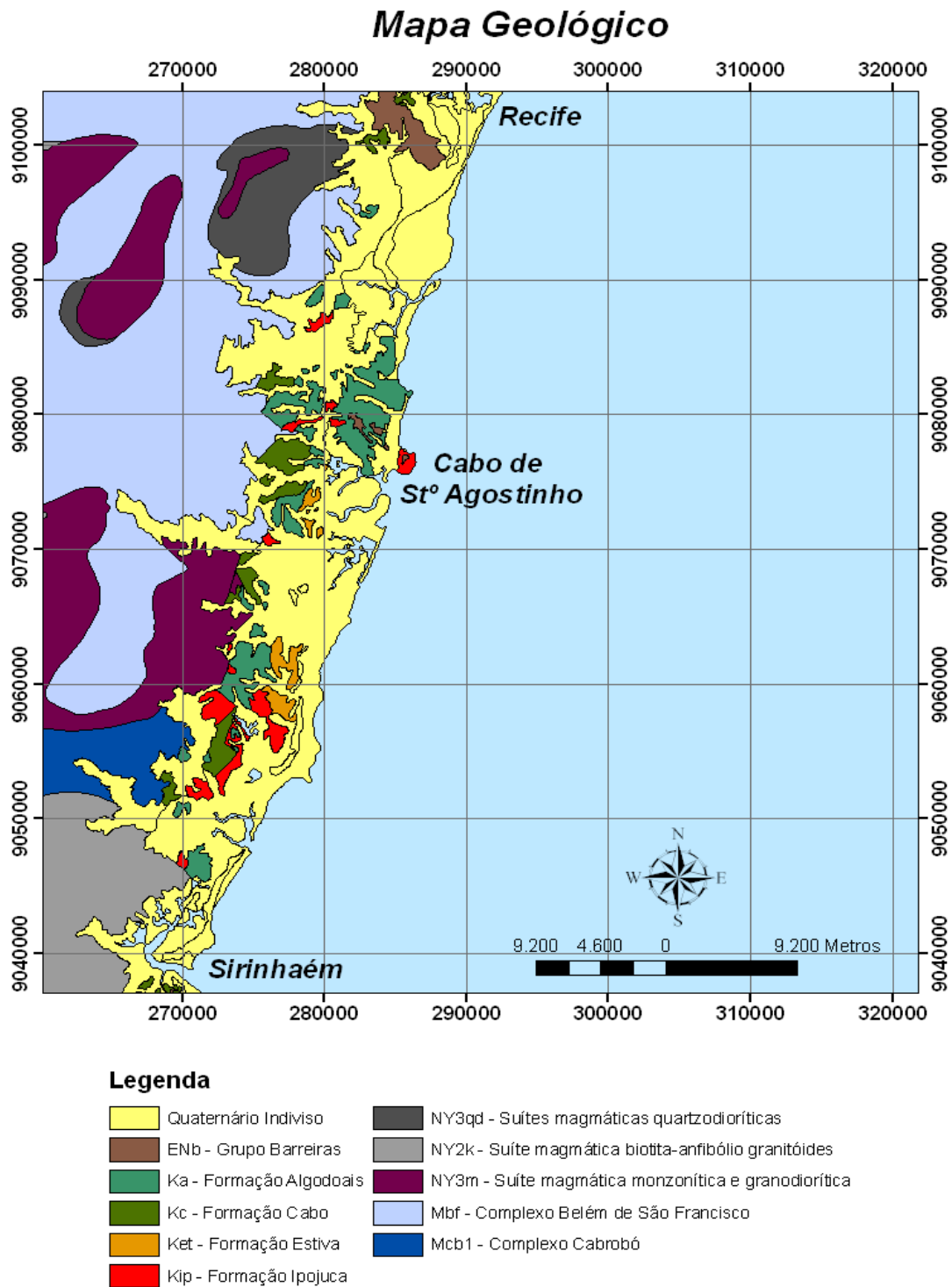


Figura 15 - Mapa Geológico da Bacia de Pernambuco, modificado da CPRM, 2001.

Formação Cabo

A Formação Cabo (Aptiano-Albiana) definida como uma unidade siliciclástica, representa o estágio rifte de evolução da bacia (Lima Filho, 1998). Formada pelos conglomerados polímitcos oriundos de sistemas de leques nas porções proximais. Nas porções distais ocorrem fácies de planície de inundação e de canais com arenitos finos a médios, arcóseos, e folhelhos (Nascimento *et al.*, 2004). A sucessão rítmica desses arenitos e folhelhos representaria a progradação e a retrogradação da porção distal de leques aluviais adentrando em um leque tectônico, cuja sedimentação foi esporadicamente marcada por depósitos turbidíticos.

A partir dos estudos macro e microscópicos dos testemunhos de sondagens do poço 2 CP-1-PE (Poço do Cupe), e dos estudos de Lima Filho (1998) e Cruz (2002), a Formação Cabo foi subdividida em três fácies: proximal, mediana e distal.

A fácies proximal pode ser encontrada em afloramentos de borda de bacia, desde a região do Cabo de Santo Agostinho até Sirinhaém. É constituída por conglomerados polímitcos e polimodais de caráter sintectônico.

A fácies mediana de arcósios conglomeráticos ocorre de forma descontínua e subparalela à fácies proximal, incluindo os arenitos grossos a médios, com níveis conglomeráticos descontínuos, e com baixo grau de arredondamento e mal selecionamento, o que sugere transporte por fluxo de alta densidade em curtas distâncias, tipo correntes em lençóis (Cruz, 2002). Essa fácies está presente na porção norte e no extremo sul da bacia (Campelo, 2004).

A fácies distal é formada por folhelhos intercalados e arenitos médios a finos. É encontrada próxima à linha de costa, principalmente nas regiões de Tamandaré (fig.16), praia de Guadalupe, Itapuama, norte de Gaibú e Suape (Campelo *op.cit.*).



Figura 16 - Afloramento da Formação Cabo da fácies distal, localizado ao longo da PE 60 em Tamandaré. Foto: Lúcia Valença, 2008.

Suíte Ipojuca

A Suíte Ipojuca (Lima Filho 1998) ou a Suíte Magmática Ipojuca (Cruz *et al.*, 2002) ou ainda a Província Magmática do Cabo (PMC) (Nascimento, 2003; Nascimento *et al.*, 2004) de idades variando entre 111 Ma e 85 Ma, Albiano a Santoniano (Lima Filho & Szatmari 2002), é caracterizada pelo magmatismo básico-ácido e corresponde a seção rifte da bacia, assim como a Formação Cabo. É constituída por rochas magmáticas que ocorrem em forma de diques e soleiras, representadas por rochas do tipo basalto, traquito, traquiandesito, ignimbrito, riolito e um corpo granítico (granito do Cabo), cortando as rochas sedimentares da Formação Cabo (fig.17).



Figura 17- Formação Cabo cortada por traquitos da Suíte Ipojuca. Localização: Suape. Foto: Lúcia Valença, 2008.

Lima Filho (1998) reconheceu ainda a ocorrência de um evento vulcânico ácido tardio (Eoterciária) com injeções que cortam o granito do Cabo de Santo Agostinho.

Cruz *et al.*, 2002, distinguiu dois centros magmáticos principais. O primeiro à sudeste do Cabo de Santo Agostinho, evidenciando as maiores ocorrências de derrames de traquitos. O segundo centro, com afloramentos à oeste e sul do município de Ipojuca e a norte e sul do Rio Sirinhaém, onde se destacam domos riolíticos, plugs e derrames piroclásticos, assim como alguns basaltos e traqui-andesitos.

Formação Estiva

A Formação Estiva (Cenomaniano – Campaniano; segundo Jardim de Sá *et al.*, 2004), é uma unidade carbonática que representa a fase drifte da bacia e é formada por calcários recristalizados e calcários margosos de plataforma rasa, além de arenitos calcíferos, siltitos e argilitos.

Formação Algodoads

A Formação Algodoads (unidades siliciclática) é composta de arenitos arcoseanos e conglomerados com seixos de quartzo e de rochas vulcânicas (fig 18), associados a um sistema fluvial entrelaçado a meandrante (Almeida *et al.* 2005). A idade desta Formação

estaria entre o Santoniano-Eoceno, representando uma segunda fase (ou a continuidade) do processo de estiramento e subsidência da bacia (Almeida, 2003). Essa formação é posterior ao vulcanismo da Suíte Ipojuca, bem como as unidades da Formação Estiva.



Figura 18 - Formação Algodoados, localizada em Serrambi. Foto: Lúcia Valença, 2008.

Formação Barreiras

A Formação Barreiras (fig.19) aflora de forma descontínua, principalmente entre os promontórios formados pelo Cabo de Santo Agostinho e o traquito da Ponta das Pedras Pretas. Esta formação é constituída, em geral, por arenitos de granulometria grossa a conglomerática, de cor branca, bastante argilosos, com níveis de óxido de ferro e estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas, contendo por vezes um nível de argila mosqueada. Outro nível é composto por arenitos grossos e conglomeráticos de cor roxa, com bolas de argila e seixos arredondados, com estratificação tabular, em torno de 1 metro (Lima Filho, 1998).



Figura 19 - Formação Barreiras. Localização: Ao longo da PE 60 em São José da Coroa Grande. Foto: Lúcia Valença, 2008.

Depósitos Quaternários

Os depósitos quaternários são representados pelos terraços arenosos que podem conter conchas e moluscos; pelos depósitos de sedimentos eólicos que ocorrem principalmente no topo dos cordões litorâneos, formados por areias quartzosas de granulometria média a fina; pelos depósitos argilosos lagunares; pelos sedimentos manguezais; pelos depósitos fluviais; e finalmente pelos bancos de arenito (beach rocks), constituídos de areias (com 20% a 80% de quartzo) e por fragmentos carbonáticos, apresentando em geral estratificações cruzadas dos tipos planar e acanalada (Lima Filho, 1998).

Estes terraços arenosos podem atingir uma altura máxima de 5 metros, apresentando-se na forma de pequenas manchas descontínuas ao longo da costa.

Terraços marinhos pleistocênicos

Os terraços marinhos pleistocênicos, que teriam sua maior extensão no anfiteatro da planície de Jaboatão dos Guararapes e na planície do Recife, porém se encontram obliterados pela ação do tectonismo recente que os deslocou.(Lima Filho, 1998).

Esta unidade é também encontrada na porção interna da planície costeira, desde as imediações da praia de Cocaia até São José da Coroa Grande, sendo interrompida nas proximidades do centro de Tamandaré. É limitada a oeste pelas falésias mortas da Formação Barreiras e/ou Suíte Ipojuca e pelo embasamento.

Estes terraços podem atingir 8 metros de altura, mas em geral se encontram cotas entre 4 a 5 metros, devido a ação da erosão. São constituídas por areias inconsolidadas de granulometria média, apresentando em superfície coloração branca ou acastanhada.

CAPÍTULO III

MÉTODO GRAVIMÉTRICO

3.1 UTILIZAÇÃO DO MÉTODO GRAVIMÉTRICO

O objetivo da gravimetria é determinar o campo de gravidade da Terra como função da posição e, em algumas ocasiões, até do tempo. O processo envolve medidas das variações do campo de gravidade terrestre realizadas sobre ou próximo na sua superfície. A gravimetria é baseada principalmente nas variações de densidade das rochas em relação às rochas vizinhas. De uma forma geral, em prospecção gravimétrica procura-se identificar as massas locais de maior ou menor densidade e extrair informação sobre forma e profundidade a partir de irregularidades no campo da Terra. Tais irregularidades, também chamadas de anomalias, são interpretadas como resultado das variações laterais na densidade dos materiais da subsuperfície, provocadas por estruturas geológicas ou corpos rochosos com diferentes densidades (Telford, 1990 *apud* Ferreira, F. 2007). Em um contexto de bacia sedimentar, por exemplo, tais informações permitem uma visão abrangente das principais feições regionais, tais como estruturas, depocentros, entre outras (Telford, 1990 *apud* Mio, 2005).

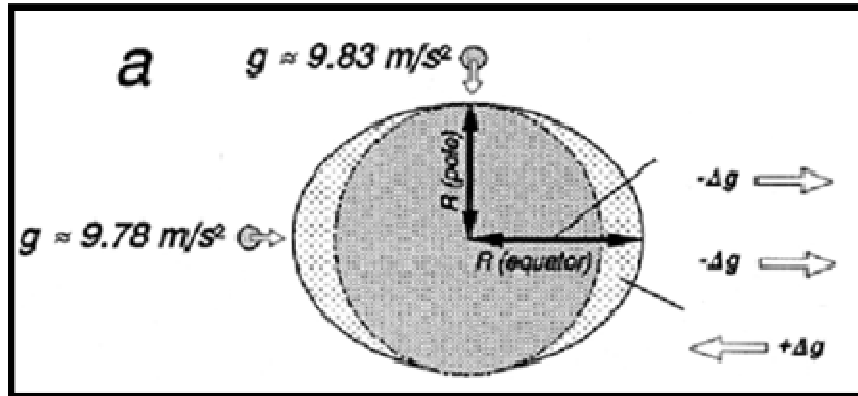
3.1.1 Gravidade

Se considerarmos a Terra como um corpo não rotacional, esfericamente simétrico e homogêneo, a aceleração gravitacional em sua superfície seria constante. No entanto, devido à rotação da terra e a variação lateral de densidade, a aceleração da gravidade (g) varia com sua localização na superfície. A rotação da Terra impõe uma aceleração centrífuga que é máxima no equador e mínima nos pólos. Essa aceleração causa uma modificação na forma da Terra que é

caracterizada pelo achatamento polar. Uma consequência direta para a gravimetria é que a gravidade nos pólos seja 0.05 ms^{-2} maior que no Equador (fig.20).

Assim:

$$\text{— Gravitade no pólo} = 9.83 \text{ ms}^{-2}$$



$$\text{— Gravitade no equador} = 9.78 \text{ ms}^{-2}$$

Figura 20 - Variações de g no Equador e nos Pólos, modificado de Lillie, 1999.

A forma da Terra é descrita por uma superfície equipotencial de gravidade que coincide com o nível médio dos mares. Essa superfície é conhecida como geóide. A gravidade g por sua vez, é perpendicular ao geóide ao longo de toda a sua superfície.

As anomalias gravimétricas são causadas pela não homogeneidade da densidade em subsuperfície, por exemplo, grandes feições topográficas produzem baixos gravimétricos devido à raiz destas feições, que representam um contraste negativo em relação às rochas do manto superior.

Anomalias gravimétricas negativas também podem ser associadas à presença de sedimentos em bacias sedimentares enquanto que as anomalias positivas estariam associadas ao embasamento da bacia.

Em exploração de petróleo, anomalias negativas podem ser associadas a domos de sal, os quais são menos densos que outras rochas sedimentares e apresentam uma importância relativa para a exploração.

A gravidade da Terra pode ser determinada a partir da lei da atração universal de Newton, que descreve a força de atração F entre duas massas M e m como:

$$F = G \frac{M \cdot m}{R^2}$$

onde G é a constante universal de gravidade ($6.672 \times 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$) e R é a distância separando as massas.

Considerando que a segunda lei de Newton estabelece que a força F que atua sobre uma massa m pode ser determinada pelo produto da massa pela aceleração g a qual a massa está submetida, então

$$F = mg$$

Comparando-se as duas equações em termos da força F , e considerando M a massa da Terra, m a massa de uma partícula na superfície da Terra e R como o raio da Terra, a aceleração da gravidade g na superfície terrestre seria dada por

$$g = G \frac{M}{R^2}$$

A unidade de aceleração usada em gravimetria é o miliGal (mGal), em homenagem a Galileu. Na tabela 1, é possível observar a equivalência do Gal com a unidade representativa da aceleração no Sistema Internacional de Unidades (SI).

Tabela 01: Tabela de equivalência do Gal com a unidade representativa da aceleração no SI. (Modificada de Ferreira, 2007).

Nome	Símbolo	Equivalência
gal	Gal	$10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$
miligal	mGal	$10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$
microgal	μGal	$10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$

3.1.2 Densidade das rochas

A densidade é a propriedade física das rochas que controla as variações do campo de gravidade da Terra. A densidade (d) de uma rocha é definida como a razão da sua massa (m) por unidade de volume (V), cuja unidade na prospecção gravimétrica é g/cm^3 :

$$d = \frac{m}{V}$$

A variação lateral na densidade da rocha resulta em uma anomalia de gravidade que pode ser medida na superfície. (Fig.21)

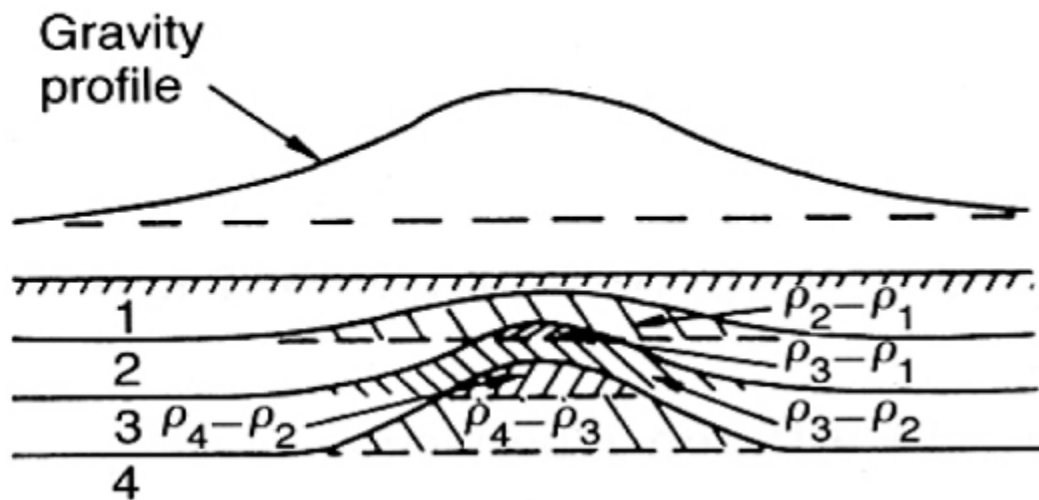


Figura 21 - Seção esquemática mostrando o contraste lateral de densidade resultante de um aumento da estrutura. ρ_1 , ρ_2 , ρ_3 e ρ_4 são densidades de 4 camadas. A variação horizontal da gravidade é causada pela variação lateral na densidade (Netleton, 1971 *apud* Lillie, 1999).

A densidade das rochas é basicamente controlada pela densidade dos seus minerais formadores. Em geral as rochas ígneas e metamórficas apresentam densidades mais elevadas que as sedimentares. Além da composição mineralógica, a porosidade e o conteúdo de fluidos no poro são fatores que influenciam a densidade tanto na superfície quanto em sub-superfície.

Em geral, ao longo de um levantamento gravimétrico são realizadas coletas de amostras para se conhecer os valores de densidades presentes nas rochas da área de estudo (método direto), obedecendo às normas da ABNT (Anexos I, II e III). Contudo, não é fácil garantir que as amostras das rochas sejam representativas dos tipos de rochas nas estruturas do subsolo. Além do que as amostras superficiais

podem estar alteradas, e assim produzir resultados não coerentes. Ao longo de um poço, o valor da densidade da rocha em um determinado nível pode ser obtido através da determinação direta da densidade da amostra, sendo a mesma retirada de uma secção geológica analisada. Alternativamente, a densidade pode ser determinada através de perfis elétricos de densidade nos poços.

3.2 CORREÇÕES

De uma forma geral, as correções são utilizadas para eliminar os vários componentes que afetam o valor medido, resultando, teoricamente, dessas correções apenas os efeitos causados pelas fontes geológicas.

Drift

A primeira correção a ser feita é a correção do drift. Essa correção diz respeito à diferença entre as leituras realizadas em uma mesma estação em relação a certo intervalo de tempo. O drift do gravímetro corresponde à variação das propriedades físicas da mola em relação ao tempo. A correção se processa fazendo-se leituras repetidas em estações antes medidas, em relação a um determinado intervalo de tempo que, todavia, depende do tipo de equipamento.

Tendo em vista que as leituras que teoricamente deveriam ser iguais, apresentam diferenças, os erros computados são distribuídos ao longo dessas estações medidas no decorrer desse período.

Maré

A correção de maré corrige as oscilações cíclicas diárias na gravidade observada, resultantes das atrações do Sol e da Lua.

As marés terrestres, tal como as marinhas, fazem com que a elevação do ponto de observação varie. Enquanto que no caso marinho a amplitude da variação pode ir desde menos de 1 m a dezenas de metros, no caso continental as variações atingem no máximo alguns cm. As variações da gravidade devido à maré terrestre têm um máximo de amplitude de aproximadamente 0,3 mGal e um período próximo de 12h.

Latitude

A correção de latitude corrige a atração causada pela forma teórica da Terra (elipsóide de referência), considerando a não esfericidade da Terra e sua rotação em torno do seu eixo (força centrífuga).

O efeito da não esfericidade é parcialmente compensado pelo fato de haver mais massa sob a cintura equatorial que nos pólos. Assim, a variação de g é máxima nos pólos e mínima no equador. O efeito é calculado usando a fórmula geral para a gravidade teórica:

$$g_0 = g_e(1 + \alpha \sin^2 \lambda - \beta \sin^2 2\lambda)$$

Onde, g_e é a gravidade no equador, λ é a latitude no ponto e α e β são constantes que dependem do elipsóide de referência usado. Para a correção de latitude este trabalho utilizou a fórmula de 1967:

Fórmula	g_e	α	β
1967	9.780318	0.0053024	0.0000058

Ar-livre (*Free-air*)

A correção de ar-livre (δg_a) permite trazer todos os pontos de medidas, feitos na superfície física da Terra a uma altura h , para o nível médio dos oceanos. A fórmula é dada por:

$$\delta g_a = \frac{2h}{R} g_0 = 0,3086h$$

onde h é a altitude do ponto de medida em relação ao nível do mar, em metros, e a correção é dada em mGal. R é o raio da Terra e g_0 é a aceleração esperada no nível médio do mar. Note-se que essa correção não considera a existência de massa entre o ponto de medida e o nível médio dos mares, considerando que entre as duas superfícies existe ar. A correção ar-livre leva em conta o fato de que g diminui quando o gravímetro é afastado da Terra, e, portanto, para trazer os valores ao nível dos mares é necessário acrescentar a quantidade $2h/R$.

Bouguer

A correção Bouguer (δg_B) considera o efeito de atração das massas existentes entre o gravímetro e o nível médio dos mares, assumindo este intervalo como uma placa de extensão infinita (platô de Bouguer) e de espessura igual a distancia ortométrica da estação. A correção Bouguer completa envolve duas correções distintas:

Correção de terreno

A correção de terreno considera os desvios entre o platô de Bouguer e a topografia na superfície. Normalmente é determinada graficamente usando mapas topográficos e gráficos apropriados.

Correção Bouguer simples

Aproxima as massas acima do nível de referência por uma placa infinita, de densidade homogênea (ρ), cuja espessura (h) é a distância entre o ponto de medida e o nível de referência.

A fórmula da correção Bouguer (δg_B) simples é dada por:

$$\delta g_B = 2\pi G \rho h = 0,04191 \rho h$$

onde ρ é a densidade do material, G é a constante gravitacional universal e h é a altura do ponto de leitura em relação ao nível do mar, em metros. O valor da correção é dado em mGal. Quando a densidade é desconhecida, é possível utilizar o método indireto de Nettleton (Dobrin, 1976), para estimar a densidade a ser utilizada para a correção Bouguer em um dado perfil. Este método segue as seguintes orientações:

1. Traça-se o perfil de detalhe ao longo de um acidente topográfico da área estudada.
2. Correções topográficas são calculadas para diferentes valores de densidades, aplicadas ao perfil e o resultado é exibido em um gráfico de amplitude da anomalia ao longo do perfil.
3. O resultado que mais se aproximar de uma reta indica a densidade mais apropriada.

O método de Nettleton baseia-se na suposição de que a densidade mais adequada é aquela cuja correção minimiza as anomalias referentes à topografia.

3.3 MEDIDAS E EQUIPAMENTOS GRAVIMÉTRICOS

São usados gravímetros para medir as variações de g , de maneira absoluta ou relativa. A gravidade absoluta corresponde à aceleração gravitacional verdadeira, enquanto que na gravidade relativa, calibra-se o instrumento em uma estação onde a gravidade é conhecida e medem-se as outras estações em relação a esta. (fig.22)

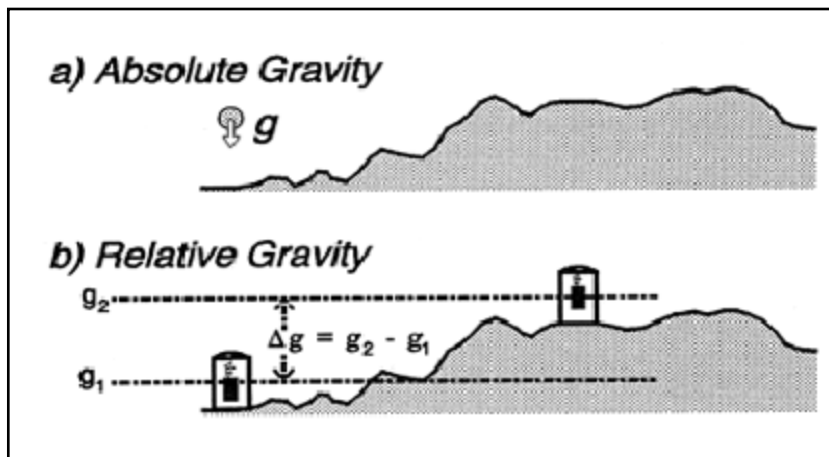


Figura 22 - Esquema mostrando os tipos de medidas de gravidades (absolutas e relativas), modificado de Lillie, 1999

Os gravímetros podem ser classificados, segundo Luiz & Silva (1995), em estáveis e instáveis. No início da década de 30, surgiram os gravímetros portáteis, de pequeno porte, leves e de manejo simples, porém de extrema delicadeza quanto a sua constituição interna. Estes eram classificados como gravímetros estáveis, com um sistema mola-massa permanecendo sempre em equilíbrio estável, com a massa sendo suspensa pela mola. Segundo a lei de Hooke, a força restauradora na mola que sustenta a massa é dada por:

$$F = \delta (\ell - \ell_0) = mg$$

onde m é a massa, δ é o coeficiente de elasticidade da mola e $(\ell - \ell_0)$ a elongação da mola. Como m e δ são constantes, qualquer mudança no valor de g causará uma variação proporcional na elongação da mola. (Luiz & Silva, 1995).

Os gravímetros modernos instáveis ou astáticos, contam com uma mola adicional no sistema para produzir a instabilidade.

3.3.1 Levantamentos gravimétricos

3.3.1.1 Terrestre

Nos levantamentos terrestres o gravímetro é levado até o local de medida, onde são realizadas as leituras. As estações gravimétricas são distribuídas em malha regular ou de acordo com vias de acesso, admitindo-se espaçamento entre estações em função da necessidade do trabalho. Em termos de rapidez, a aquisição terrestre é lenta quando relacionado aos levantamentos aéreos e marítimos.

Foi um dos tipos de levantamentos mais utilizados na década de 60, recobrando praticamente todas as bacias terrestres brasileiras.

Os gravímetros instáveis mais usados nos levantamentos gravimétricos em terra são: o gravímetro Worden, Lacoste & Romberg e mais recentemente o gravímetro digital Scintrex.

Gravímetro Worden

O Gravímetro Worden (fig.23-A) foi desenvolvido em 1948 (Teoford et al. 1976 *apud* Luiz & Silva,1995). O princípio desse gravímetro é baseado no seguinte sistema (fig.23-B):

“A atração exercida na massa M provoca um desequilíbrio no sistema, fazendo girar a barra B no sentido anti-horário, deslocando-se a haste referência H. Girando os parafusos de ajuste que estão ligadas a mola, é possível trazer-se a haste até a posição vertical, que é determinada observando-se pelo microscópio a posição de um feixe luminoso, relativa a uma marca de referência. A quantidade de voltas dadas nos parafusos de ajuste é uma medida da variação da gravidade” (Luiz & Silva, 1995).

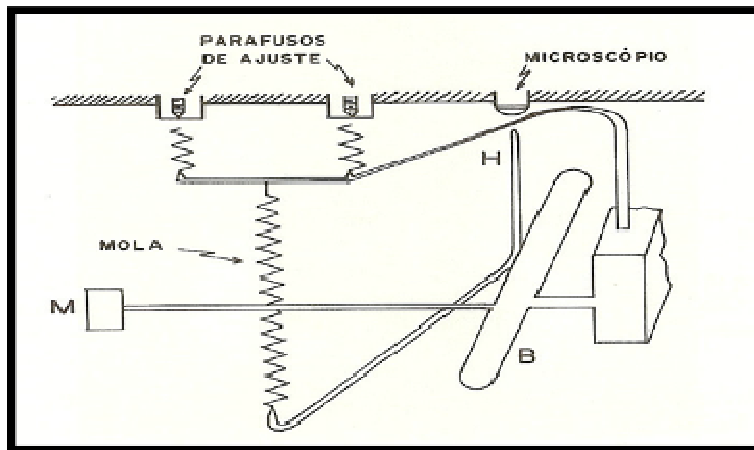


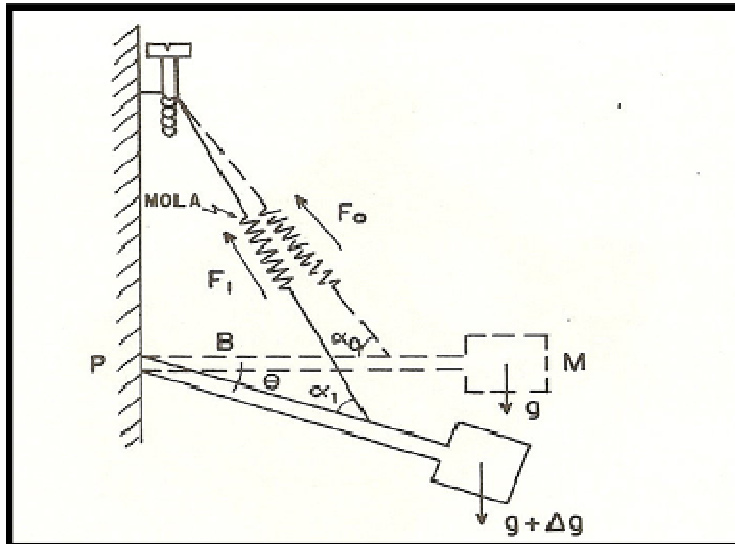
Figura 23 - Gravímetro Worden (A); Princípio de funcionamento do gravímetro Worden (B). (Fonte: Luiz & Silva, 1995).

Gravímetro Lacoste & Romberg

As leituras deste tipo de gravímetro são determinadas pelo 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. Dessa forma, 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. (Ferreira, 2007) (figs.24-A e 24-B).



A



B

Figura 24 - Gravímetro Lacoste & Romberg (A) Princípio de funcionamento do gravímetro LaCoste & Romberg(B). Fonte: Luiz & Silva (1995).

Gravímetro digital SCINTREX

O gravímetro Scintrex (fig.25-A) 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, ou seja, a observação do valor relativo da gravidade no lugar observado é convertida num sinal digital e depois transmitida ao sistema de registro, onde é finalmente processada (Silva JR, 2003) (fig. 25-B).

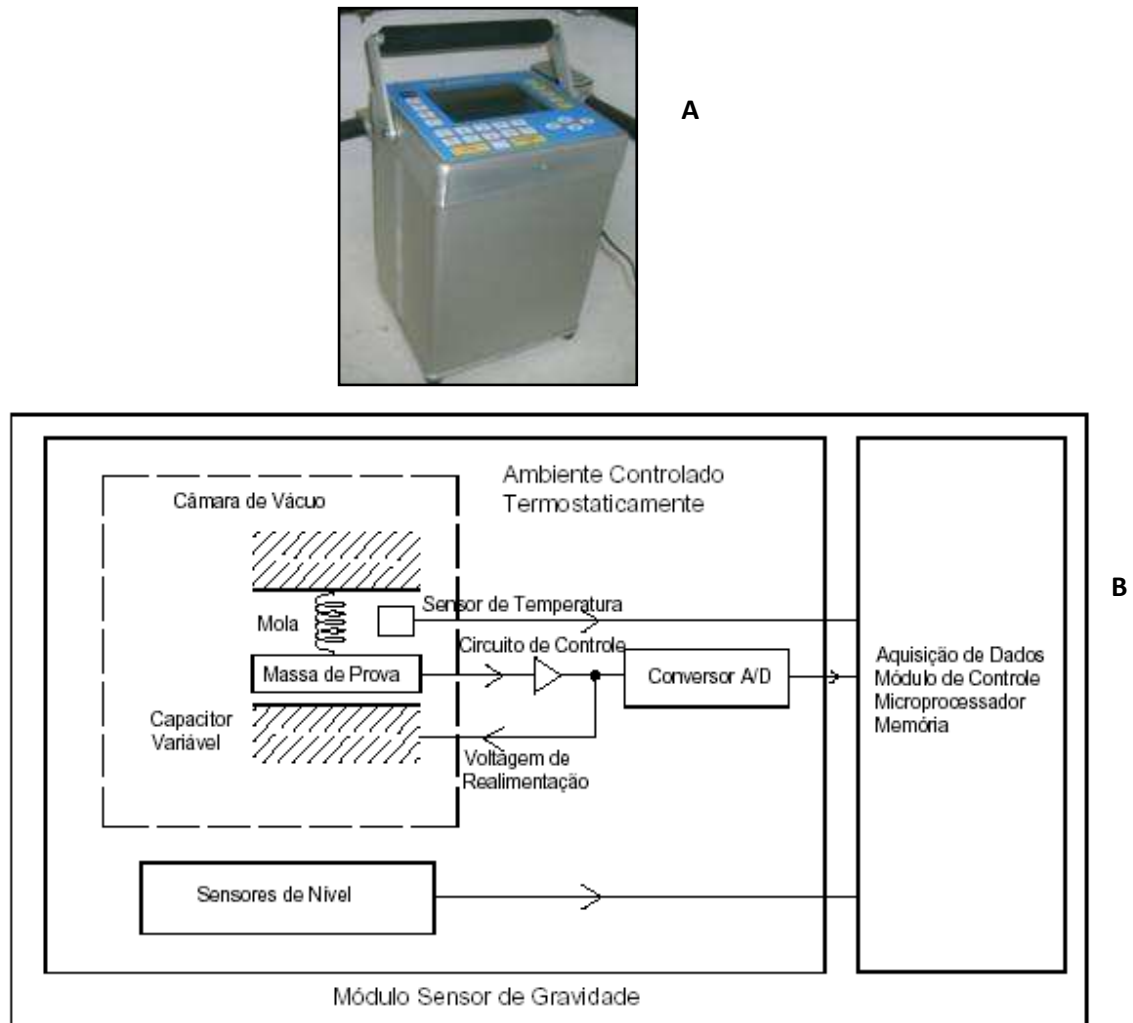


Figura 25 - Gravímetro Scintrex (A) Princípio de operação do gravímetro *Scintrex CG-3* (B). Fonte: Silva JR (2003).

3.3.1.2 Marítimos

Nos levantamentos gravimétricos marítimos de gravimetria de fundo o equipamento é levado até o fundo oceânico, onde são realizadas as medidas. (fig. 26).

Assim como o levantamento terrestre, o levantamento marítimo foi utilizado pela indústria do petróleo na década de 60, contudo, apresenta uma aquisição limitada pela cota batimétrica de 50 m em função do comprimento do cabo utilizado na época. A aquisição é lenta e especializada, e foi utilizado um espaçamento em torno de 1 km entre estações. Os dados adquiridos apresentaram boa qualidade.

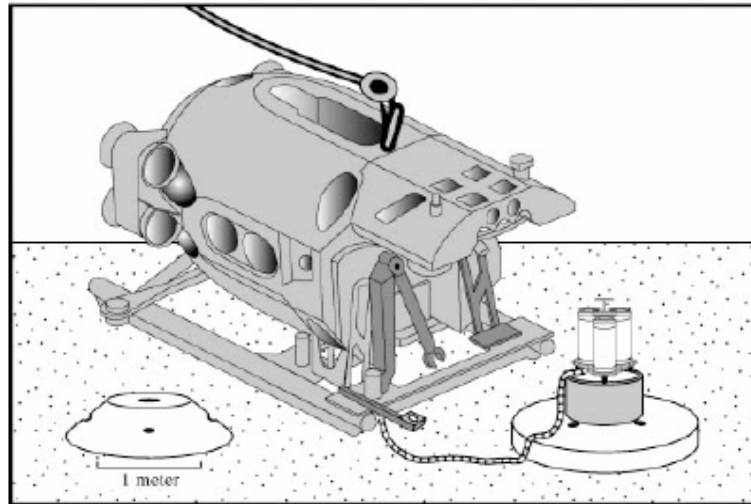


Figura 26 - Gravímetro de fundo oceânico com submarino, Sasagawa et al. (2003)

As medidas de gravidade marinha podem ser realizadas também na superfície das águas, denominadas gravimetria de bordo, onde os gravímetros são montados no interior do navio, sobre uma plataforma estabilizadora afim de que o efeito do balanço de embarcação seja minimizado (fig.27).

Apresenta um custo mais baixo quando associado à sísmica 2D/3D. Em geral, a distribuição das estações não é feita de forma uniforme.

Apresenta algumas limitações como na aquisição dos dados pela linha de costa (águas rasas), em função das restrições de profundidades de acordo com a embarcação. Além disso, esse tipo de levantamento é caracterizado por ser freqüentemente ruidoso, devido à influência do balanço do navio. Contudo, em termos de rapidez a operação é mais rápida.



Figura 27 - Modelo de gravímetro marítimo. Fonte: <http://www.lacosteromberg.com>

3.3.1.3 Aéreos

Nos levantamentos aéreos, o gravímetro relativo é montado em uma plataforma estabilizada, e o equipamento é colocado no interior da aeronave (avião ou helicóptero) (fig.28). Em geral, a aquisição é muito rápida, recobrindo grandes áreas em pouco tempo.

Existem algumas limitações nesse tipo de levantamento como, por exemplo, as grandes velocidades dos aviões (helicópteros) implicando em fortes acelerações, além da perda de resolução com a altura, e das flutuações na altitude que causam ruídos.

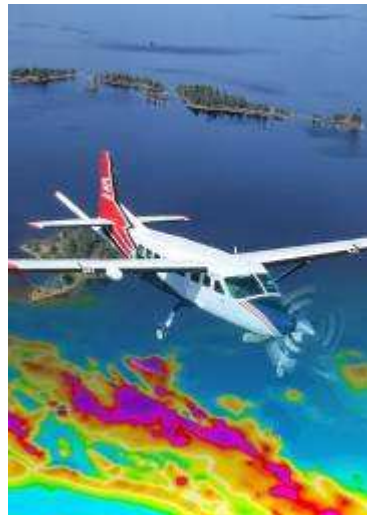


Figura 28 - Levantamento gravimétrico aéreo. Fonte: <http://www.sgl.com>

A escolha do tipo de levantamento vai depender das características geológicas da região em estudo. Mas, sobretudo, a escolha do levantamento deve observar à relação custo-benefício do levantamento escolhido.

É indicada a confecção de modelos prévios ao levantamento a fim de se identificar se haverá resolução dos dados.

3.4 ALTIMETRIA POR SATÉLITE

As informações que se seguem abaixo tiveram como fonte principal o tutorial de radar altimétrico desenvolvido por Rosmorduc *et. al.* (2006).

Os satélites altimétricos basicamente determinam a distância do satélite para um alvo qualquer, através da medição da superfície (alvo) e o tempo de ida e volta do pulso de um radar.

Conceitos importantes da altimetria por satélite:

- A altitude de um satélite é igual à distância do satélite com relação a uma referência arbitrária (por exemplo, o elipsóide de referência, ou uma aproximação grosseira da superfície da Terra). Esta altitude depende de uma série de limitações, por exemplo, inclinação, as forças de gravidade agindo sobre o satélite, a área do mundo a ser mapeado, etc.
- O prazo na altimetria por satélite corresponde ao tempo necessário para o satélite passar sobre a mesma posição da superfície mapeada.
- A inclinação corresponde à maior latitude em que o satélite pode tomar medidas.
- A altura da superfície (H) é igual a distância do satélite em um dado instante a partir da superfície de referência. Para o oceano, a altura da superfície do mar (ou SSH), é conhecida como a superfície geoidal, determinada pelas variações da gravidade ao redor do mundo.

A altimetria por satélite destaca as anomalias de maiores comprimentos (baixa frequência) de onda, comparando-se com os dados obtidos diretamente na superfície de medida (Mishra et. al., 2004). Segundo Yale & Sandwell (1998) os dados de gravidade por satélite não possuem boa resposta em comprimento de ondas menores que 24 km. Dessa forma, em alguns casos, estes autores indicam a utilização de um filtro *low pass* (passa baixa) de 24 km, como forma de retirar os ruídos presentes no mapa Bouguer. No caso da área em estudo, não foi possível utilizar esse filtro, haja vista 24 km representar quase metade da extensão lateral da área estudada.

3.4.1 Aquisição

A aquisição de dados de diferentes satélites altimétricos é realizada por cada agência específica. Várias estações terrestres existem ao redor do mundo, por exemplo, Kiruna, na Suécia. Estas estações terrestres recolhem dados brutos dos satélites, que são enviados para centros de controle e transformação (fig.29).



Figura 29 - Estação terrestre de Kiruna, Suécia. (Fonte: Agência espacial Européia *apud* Rosmorduc *et. al.*(2006).

3.4.2 Processamento de dados

Para se transformar os dados brutos de altimetria em uma forma facilmente utilizável, é necessário um grande volume de processamento de dados. Numerosos elementos estão incluídos nos dados de altimetria. Alguns vêm do altímetro, outros, dos instrumentos à bordo do satélite, ou de outros instrumentos, ou ainda uma combinação de todos esses elementos.

3.4.3 Princípios Básicos

Radares altimétricos a bordo do satélite transmite sinais em altas frequências (acima de 1.700 pulsos por segundo) para a superfície medida, que recebe o retorno da emissão do sinal. Este é analisado para determinar uma medição precisa do tempo necessário para fazer a viagem de ida e volta entre o satélite e a superfície de

medida. Este tempo de medição é dimensionada para a velocidade da luz (a velocidade de viagem das ondas eletromagnéticas) (fig.30).

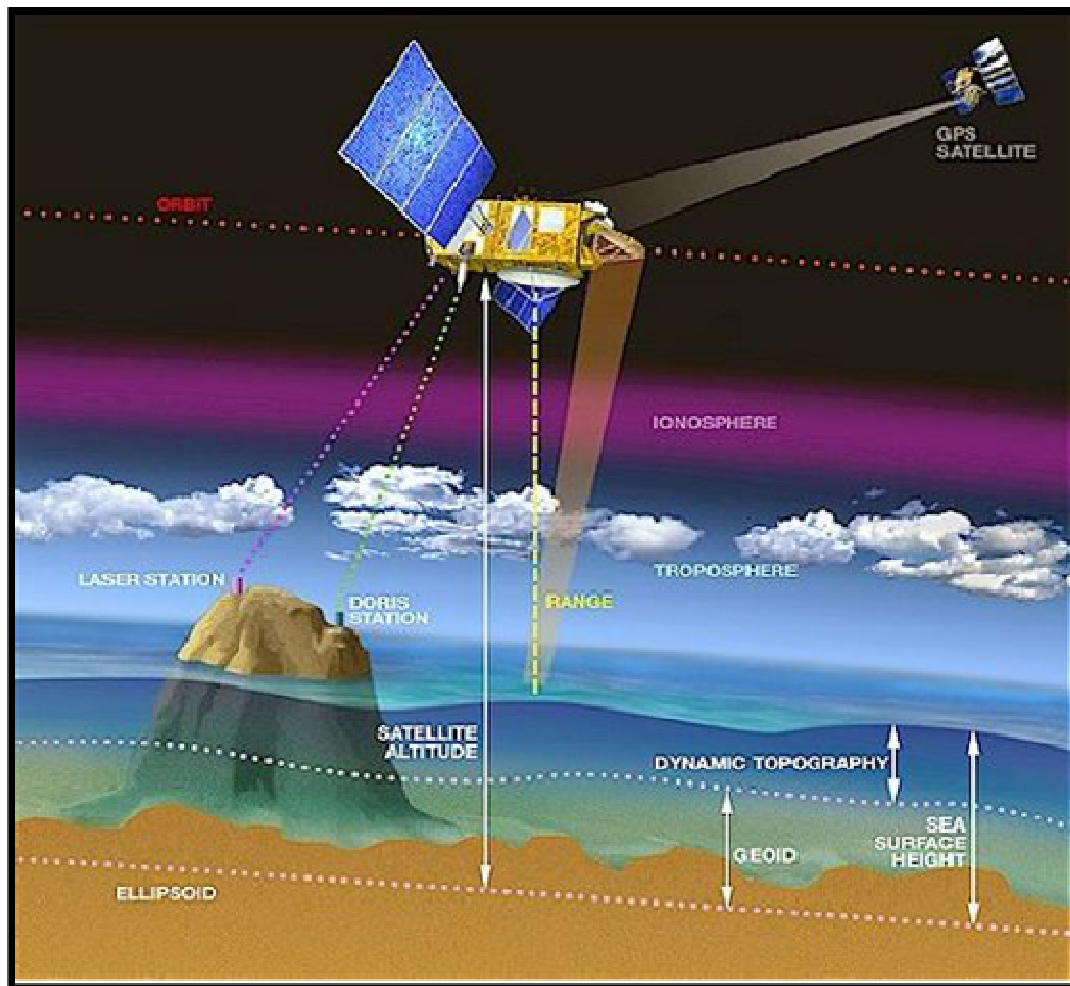


Figura 30 - Esquema mostrando o princípio da altimetria por satélite. (Fonte: Centro nacional de estudos espaciais (CNES), 2003 *apud* Rosmorduc *et. al.*, 2006).

A magnitude e a forma das ondas também contêm informações sobre as características da superfície que causou a reflexão. Os melhores resultados obtidos estão ao longo dos oceanos, já que, trata-se de um meio espacialmente homogêneo, e apresenta uma superfície que está de acordo com estatísticas conhecidas. No caso das superfícies não homogêneas, a interpretação torna-se mais difícil.

O principal objetivo da altimetria por satélite é medir uma determinada altura em relação a uma superfície terrestre de referência. Isto exige medições independentes da trajetória orbital do satélite.

No caso do trabalho em questão, o objetivo ao se utilizar dados de satélite é obter dados de anomalia de ar-livre e topografia/batimetria extraídos da altimetria por satélite

3.4.4 Aplicações

As informações provenientes dos dados de altimetria por satélite podem ser usadas para estimar a batimetria, calcular a superfície geoidal, estudar as anomalias de gravidade e entre outras aplicações (Fig.31).

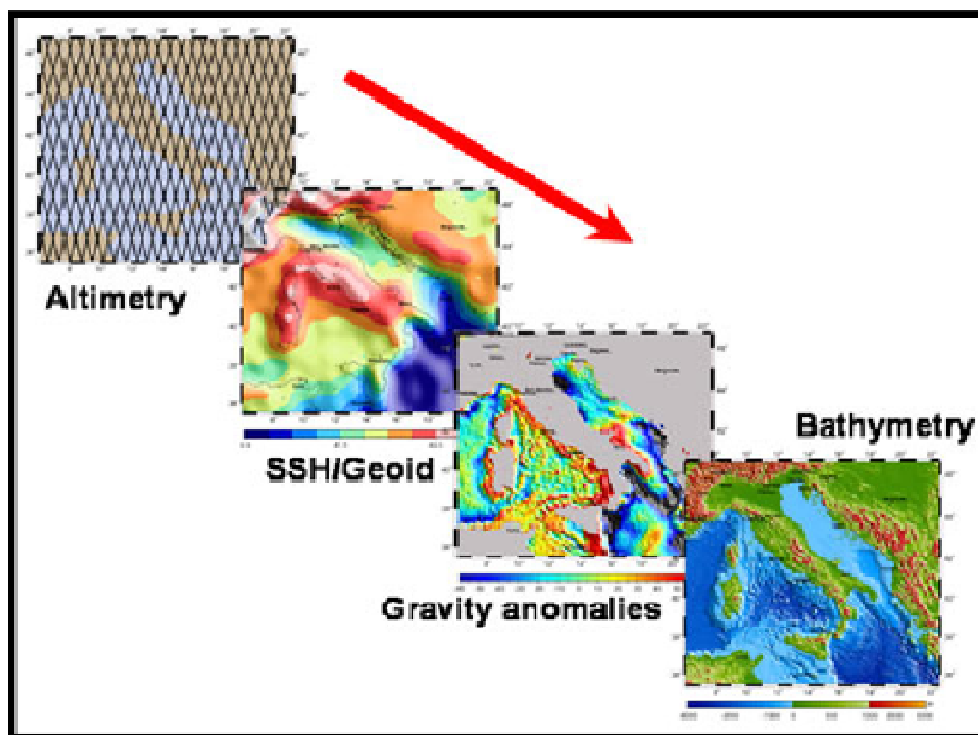


Figura 31 - Exemplos de informações geofísicas extraídas dos dados de altimetria em torno da Itália. O primeiro quadrado trás os dados de altimetria por satélite, seguido das suas principais utilizações, no sentido da seta, respectivamente, têm-se: a superfície geoidal, as anomalias de gravidade e a batimetria. (Fonte: universidade de Calgary, Canadá *apud* Rosmorduc *et. al.*, 2006).

Estimativa da batimetria pela altimetria

Densas medições altimétricas por satélite combinada com esparsas medições da profundidade uniforme do fundo oceânico são usados para construir um mapa de resolução da topografia do fundo oceânico. O detalhamento batimétrico revela limites das placas oceânicas e platôs. O conhecimento detalhado da topografia é fundamental para a compreensão da maioria dos processos da Terra. Nos oceanos, a batimetria é essencial para o entendimento da oceanografia física, da Biologia e da

Geologia marinha. As correntes marítimas e as marés são controladas pelas formas globais das bacias oceânicas, cordilheiras e montanhas submarinas. A batimetria também revela os padrões de convecção do manto, as fronteiras entre placas, a subsidência da litosfera oceânica, dos platôs e da própria distribuição dos vulcões.

A batimetria pode ser calculada utilizando os dados altimétricos juntamente com outros dados, uma vez que é impossível mapear a topografia das bacias oceânicas diretamente do espaço, além do que o mapeamento do fundo oceânico é demorado, realizado por navios equipados com investigação de sondas acústicas. No entanto, o mapeamento completo das bacias oceânicas com uma resolução horizontal de 100 metros, terá cerca de 125 anos de estudos usando tecnologia mais recente com dados não uniforme. Dessa maneira, até recentemente, o conhecimento da topografia do fundo oceânico era limitado. Mas, com a altimetria por satélite os estudos sobre o campo gravitacional em quase todos os oceanos do mundo é revelado com uma alta precisão e moderada resolução espacial (fig.32)

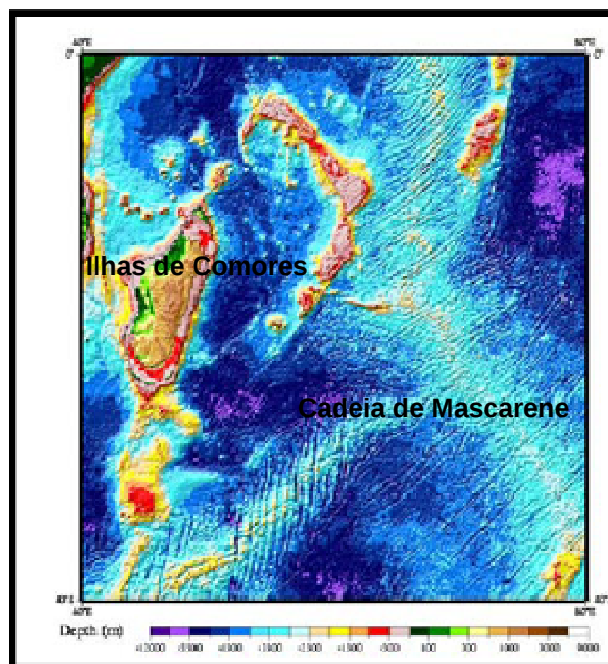


Figura 32 - Batimetria computadorizada, localizada próxima as ilhas Camores, entre a África e Madagáscar, e a Leste dessa ilha, a Cadeia de Mascarene. (Fonte: Laboratório espacial de estudos em Geofísica e Oceanografia *apud* Rosmorduc *et. al.*, 2006).

Superfície Geoidal

A altimetria torna possível o cálculo da superfície média dos mares, esta superfície, o geóide, que reflete o campo gravitacional da Terra, é a superfície equipotencial gravimétrica (fig.33).

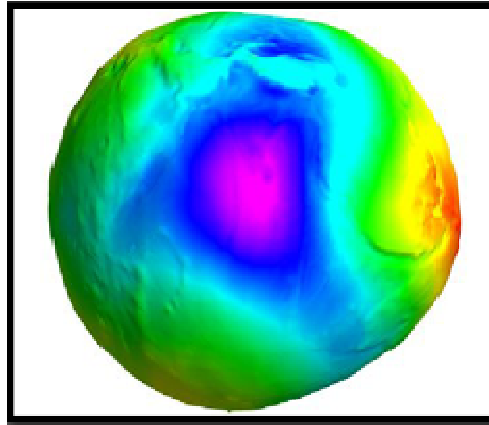


Figura 33 - Geóide de longo comprimento de onda (as alturas são exageradas em relação ao diâmetro da Terra). (Fonte: CNES *apud* Rosmorduc *et. al.*, 2006)

A superfície média dos mares é moldada pela ação permanente das correntes oceânicas e, acima de tudo, pelo campo gravitacional.

De acordo com as leis da física, ao se anular quaisquer forças perturbadoras (marés, ventos, correntes, etc.), a superfície do oceano se torna uma superfície equipotencial do campo gravitacional da Terra. Na prática, os dados altimétricos coletados por diferentes satélites ao longo de muitos anos, são combinados para conseguir uma alta densidade de dados.

Anomalias de Gravidade

A superfície geoidal é delineada pelo conjunto de anomalias de gravidade da superfície da Terra. Os cálculos de anomalia de gravidade são bastante complexos, baseados em leis da física, geometria e estatísticas (fig.34).

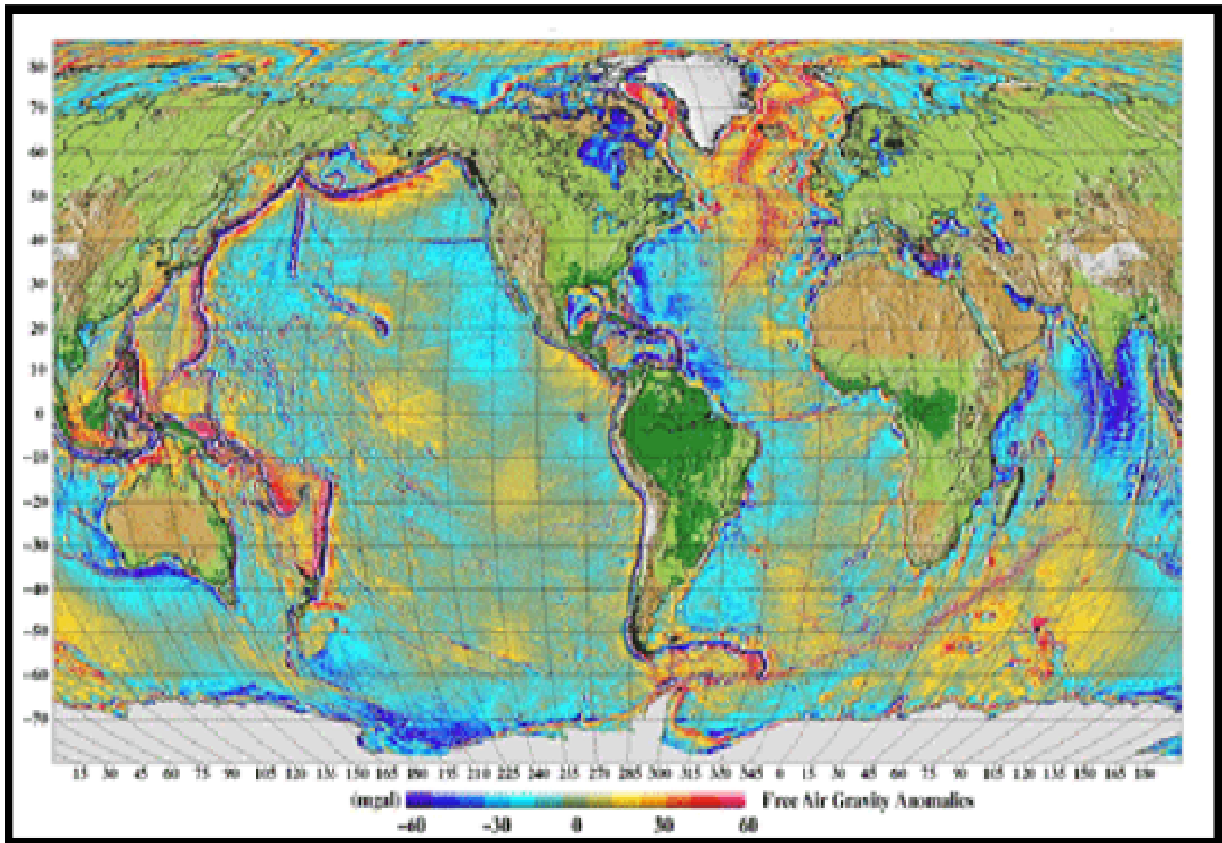


Figura 34 - Anomalias de gravidade do modelo geoidal DNSC05. (Fonte: Instituto Nacional de Pesquisas espaciais da Dinamarca *apud* Rosmorduc *et. al.*, 2006)

A utilização dos dados de gravidade de satélite é resultante da escassa cobertura gravimétrica marítima realizada pelo *shipboard* sobre muitas áreas do oceano (Smith, 1993 *apud* Sandwell & Smith, 1997). Estes dados altimétricos recolhidos ao longo da década de 80 foram indiscutivelmente os mais importantes dentro da geologia marinha e da própria geofísica naquele momento.

Na altimetria por satélite é feito a recuperação das anomalias de gravidade de ambientes marinhos usando dados de satélite com altímetros orbitais de diferentes inclinações e diferentes características de ruído.

Yale & Sandwell (1998), fazem uma comparação dos dados de satélite *offshore* com os dados de gravimetria marinha, que podem ser visualizados na figura abaixo (figs. 35-A e 35-B):

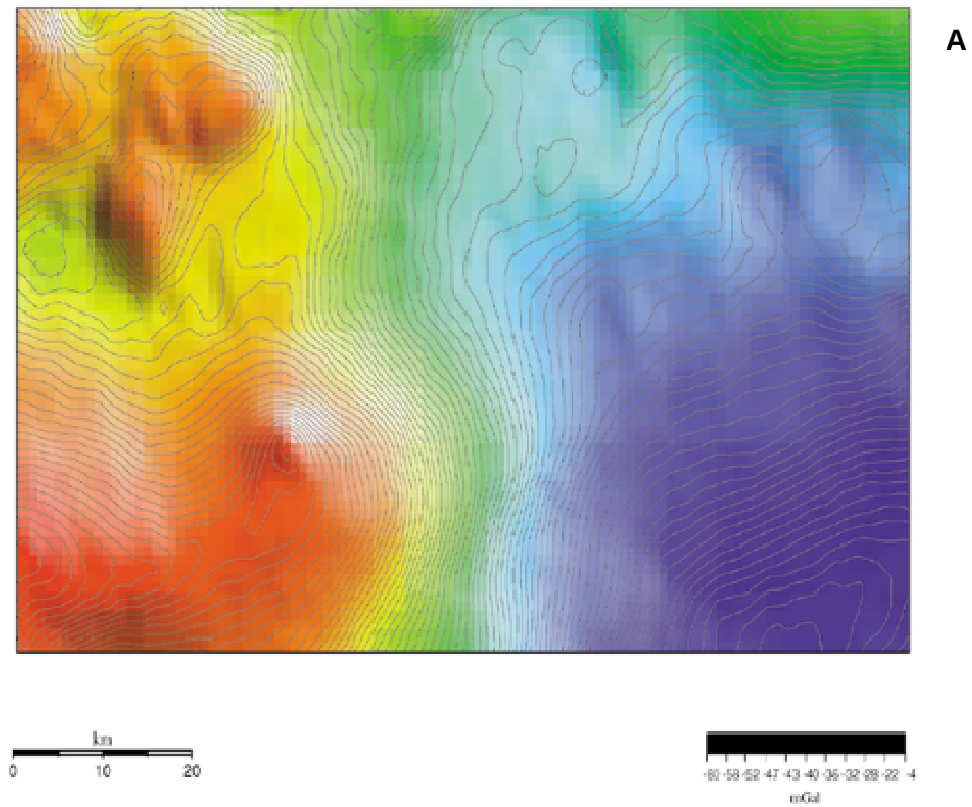


Figura 35-A - Mapa de anomalia *free-air* de gravimetria marinha, localizada na região do Golfo do México (modificado de Yale e Sandwell, 1998).

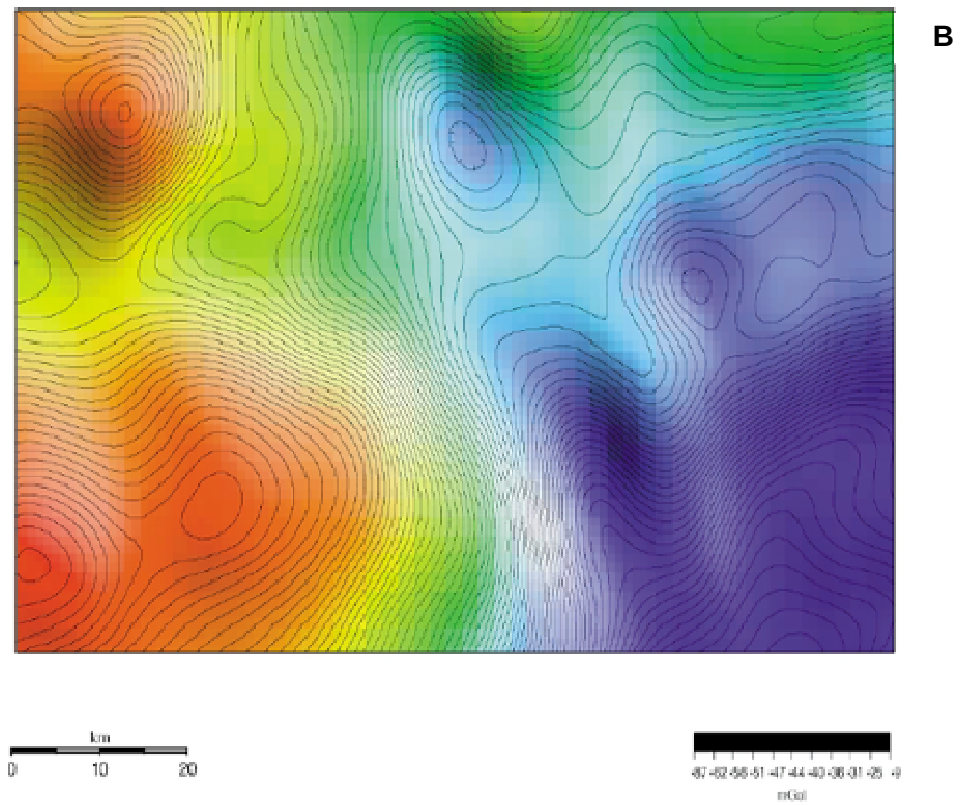


Figura 35-B - Mapa de anomalia *free-air* de gravimetria por satélite, localizada na região do Golfo do México (modificado de Yale e Sandwell, 1998).

A figura (35-A) representa a anomalia de free-air, localizada na região do Golfo do México com uma base de dados de alta qualidade, representando o verdadeiro campo gravitacional. A figura (35-B) corresponde à anomalia *free-air* do campo gravitacional baseados em altimetria por satélite, que mostra as mesmas características importantes, mas carece, toda via, de mais informações, essencialmente, quando se trata de anomalias de curto comprimento de onda.

Dessa maneira, a localização das bacias sedimentares, suas relações estruturais podem ser interpretadas a partir da gravimetria por satélite, que dispõe de um controle maior sobre os levantamentos de caráter regional ou detalhamento marinho. Por outro lado, para se observar elementos geológicos como a presença do petróleo, são necessários comprimentos de ondas muito mais curtas do que o satélite pode medir.

Os dados *offshore* desta dissertação são derivados de altimetria por satélite, dados estes correspondendo a ar-livre estimada e predita por Sandwell & Smith (1997), assim como, os dados de batimetria/topografia. Dessa forma, a anomalia de gravidade marinha é oriunda das missões do satélite geodético Geosat, que mede a superfície do mar, e os dados de batimetria/topografia vem do satélite ERS1.

Outras aplicações dos dados de altimetria por satélite

Outra aplicação proveniente dos dados altimetria por satélite está no estudo dos movimentos das placas tectônicas, e ainda na exploração de petróleo, onde muitas companhias de exploração de petróleo usam esse tipo de dado para localizar bacias sedimentares *offshore*. Existem ainda outras aplicações dos dados altimétricos por satélite (fig.36).

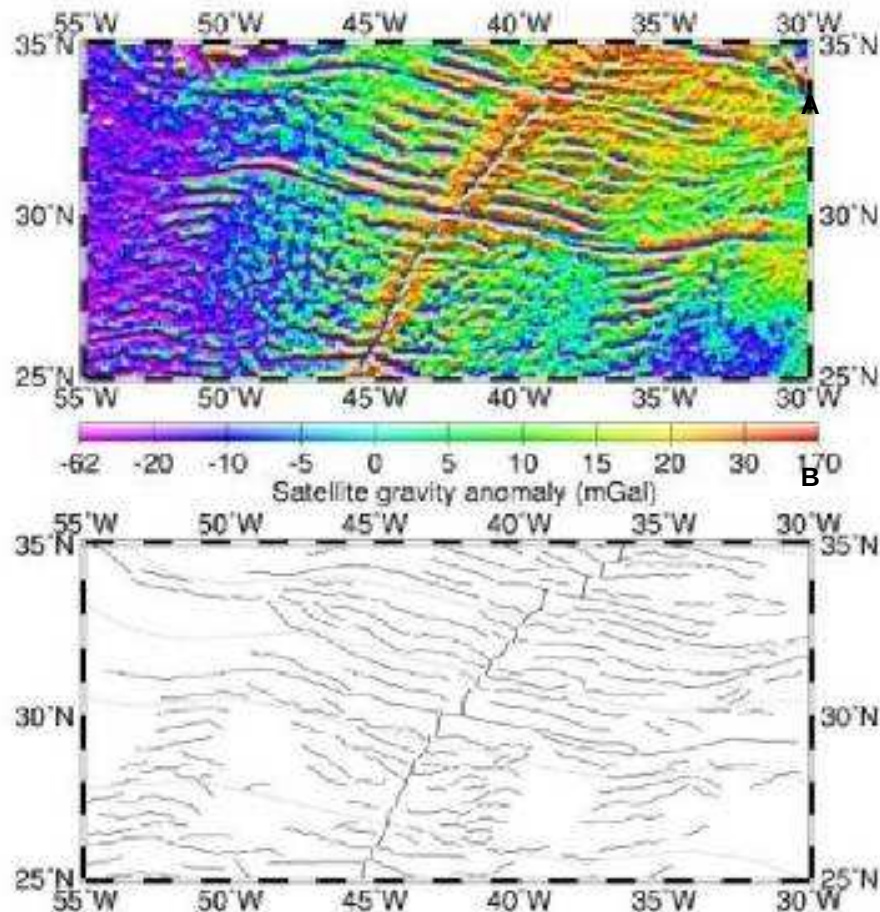


Figura 36 - A - Mapa de Anomalias de gravidade por satélite (mGal) do Atlântico Norte associada as características da Cadeia Meso-Atlântica. (fig. 36-B). (Fonte: Laboratório espacial de estudos em Geofísica e Oceanografia *apud* Rosmorduc *et. al.*, 2006)

3.4.5 Missões

Dentre as varias missões e os diferentes satélites, destacam-se o satélite ERS1, responsável pelos dados de batimetria/topografia desta pesquisa, e o satélite geodético Geosat, do qual foram retirados os dados de gravidade marinha, a partir das medidas da superfície do mar.

O ERS-1 foi lançado em Julho de 1991, tendo suas missões encerradas em Março de 2000. Situam-se a uma altitude de 785 km e inclinação de 98.52°. Sua principal missão foi observar a Terra e seus ambientes (Fig.37).

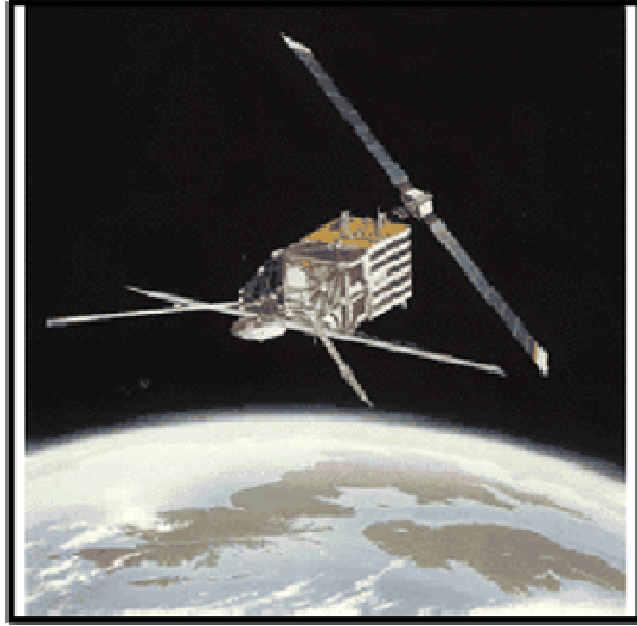


Figura 37 - Imagem do satélite ERS-1. (Fonte: Marinha Americana (*US Nave*) *apud* Rosmorduc *et. al.*, 2006)

O satélite geodético Geosat foi lançado em março de 1985, e terminou sua missão em janeiro de 1990, sendo responsável pela primeira missão de longo prazo e dados de altimetria com alta qualidade. Este satélite localiza-se a uma altitude de 800 km e inclinação de 108° ; sua principal tarefa foi medir a superfície marinha geoidal para a marinha norte-americana (fig.38).

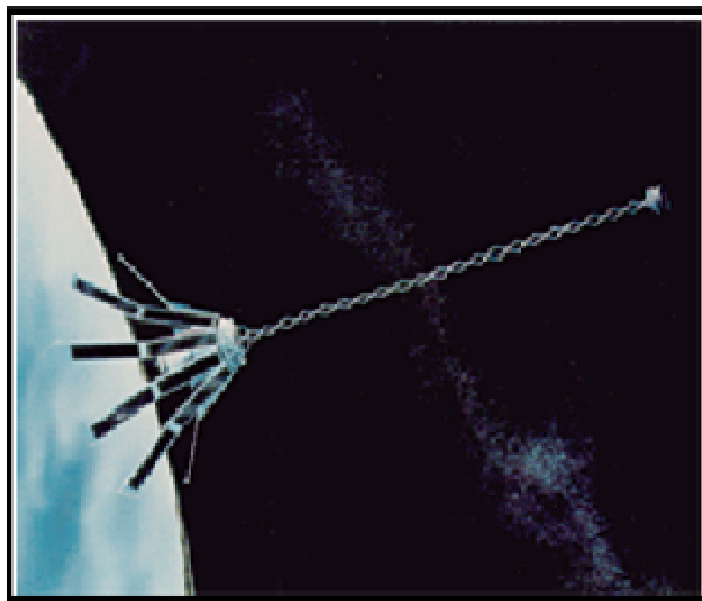


Figura 38 - Imagem do satélite Geosat. (Fonte: Agência Espacial Européia *apud* Rosmorduc *et. al.*, 2006)

CAPÍTULO IV

MATERIAIS E MÉTODOS

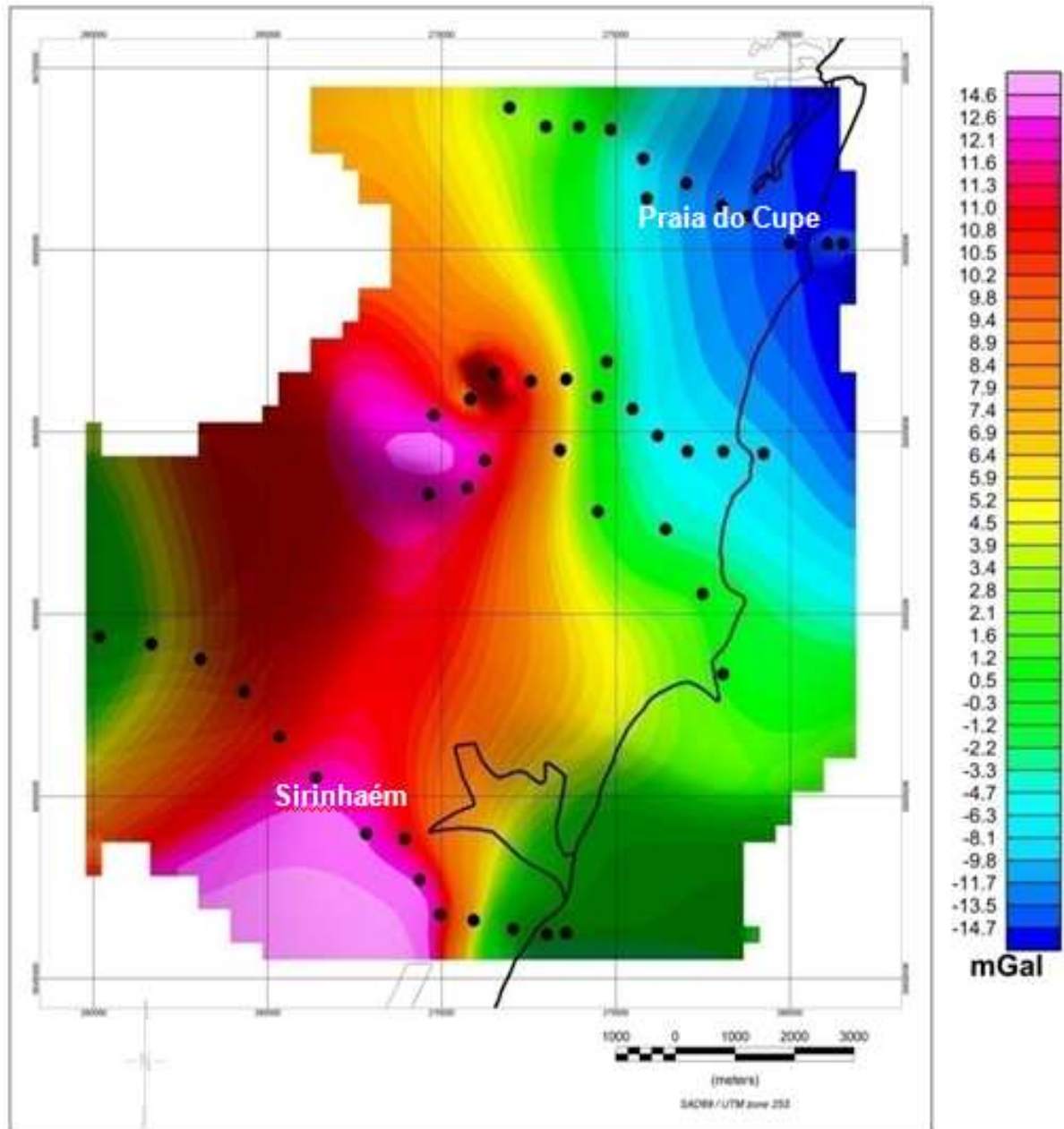
4.1 BASE DE DADOS

Este capítulo descreve a aquisição, o processamento e a metodologia aplicada para esta pesquisa, de forma a se obter um banco de dados apropriado à modelagem gravimétrica. A base de dados geofísicos utilizado neste trabalho é composta de dados gravimétricos terrestre e de satélite, na parte *offshore*.

Os dados gravimétricos utilizados foram coletados de três bancos de dados distintos. O primeiro conjunto de dados correspondeu a um levantamento gravimétrico feito pelo Laboratório de Geofísica aplicada, do departamento de Geologia, da Universidade Federal de Pernambuco, na área compreendida entre a Praia do Cupe e o município de Sirinhaém no período de julho de 2007, com um total de 50 estações e espaçamento variando entre 2.0 a 3.0 km (fig. 39). O levantamento foi realizado com um gravímetro LaCoste & Romberg, modelo G602, do Observatório Nacional (ON). As coordenadas foram obtidas por posicionamento por satélite, usando o sistema GPS. A base utilizada foi a de Sirinhaém (PE).

O método de interpolação utilizado foi o de curvatura mínima, o qual atua ajustando uma superfície de mínima curvatura entre as amostras disponíveis. São efetuados cálculos de derivação repetidamente até que seja alcançada uma diferença (convergência ou tolerância) entre os valores amostrados e os estimados, especificada pelo usuário, ou até que um número máximo de interações seja alcançado, gerando mapas que apresentam contornos muito suaves e fiéis aos dados originais. Este método é capaz de estimar os valores máximos e mínimos dos dados amostrados. O problema desse método é que havendo dados próximos às bordas, pode haver geração de depressões ou picos nas bordas do mapa. No caso do trabalho desenvolvido, na borda nordeste do mapa é observado picos, que podem estar associados a esse método de interpolação.

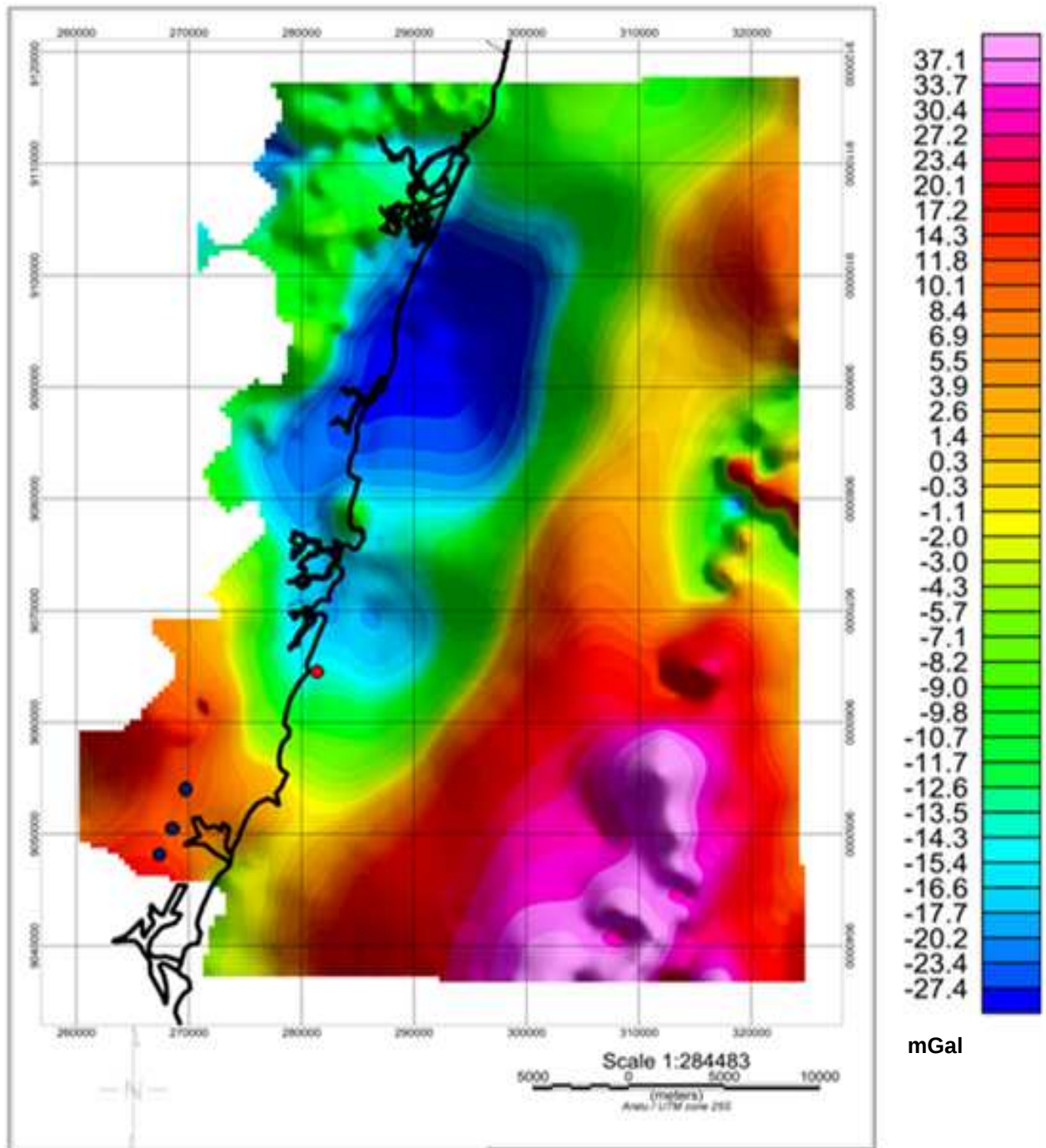
Os dados gravimétricos após sofrerem as correções de variações temporais do campo de gravidade causadas pela atração luni-solar e derivas estática e dinâmica do gravímetro, resultam no valor da aceleração da gravidade no ponto.



- Estações gravimétricas

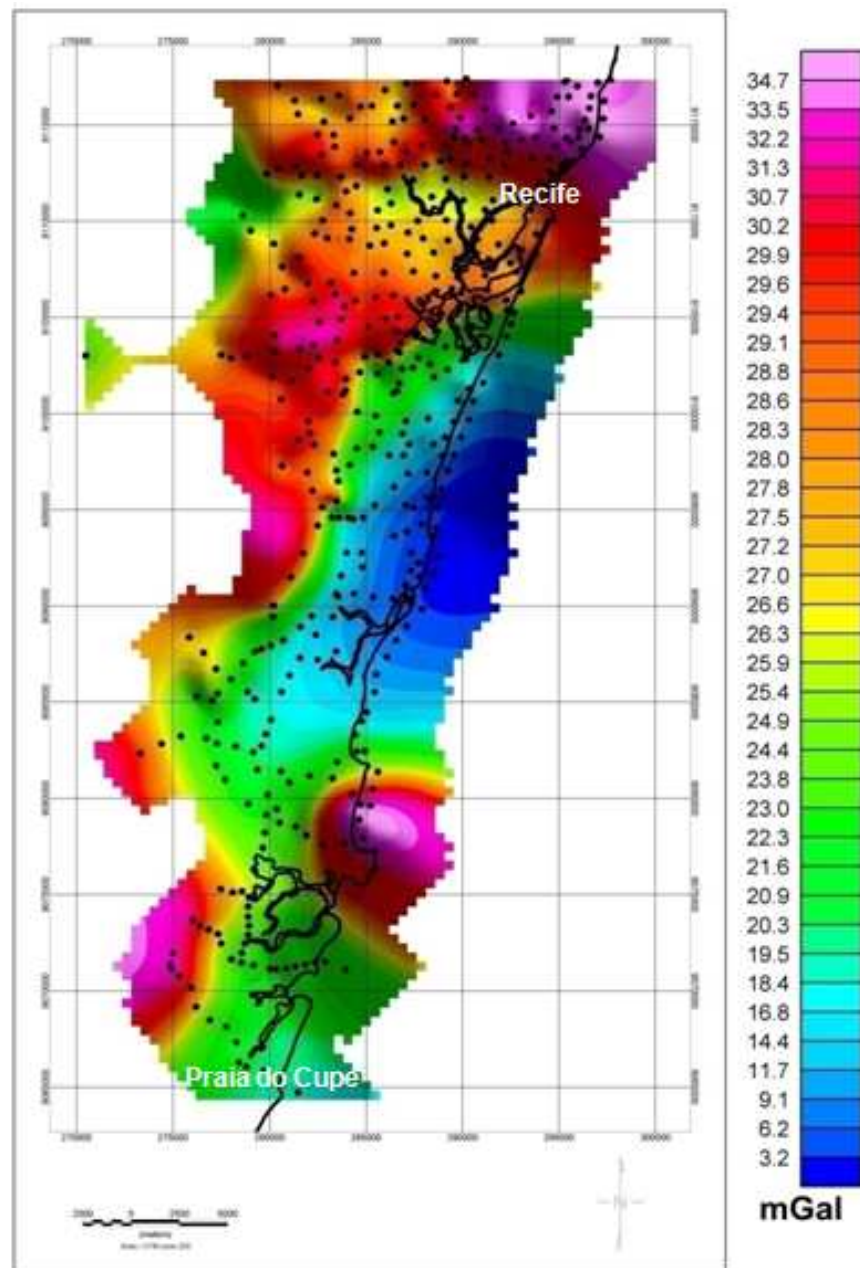
Figura 39 - Mapa de anomalia Bouguer da área compreendida entre a Praia do Cupe e o município de Sirinhaém superposto pelas estações gravimétricas.

Foram coletadas amostras de rochas do embasamento para determinação de densidades, além de amostras de testemunho do poço estratigráfico do Cupe para se determinar a densidade do sedimento (fig.40).



O segundo conjunto de dados gravimétricos foi cedido pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), provenientes de uma campanha gravimétrica feita em 1994 pelo geofísico Roberto Gusmão de Oliveira. A área do

levantamento está localizada entre Recife e a Praia do Cupe (Ipojuca - PE), com um total de 517 estações gravimétricas, e espaçamento de 1 a 2 km (fig.41).



- Estações gravimétricas

Figura 41 - Mapa de anomalia Bouguer da área compreendida entre o Recife e a Praia do Cupe com as estações gravimétricas medidas (Oliveira, 1997).

O terceiro conjunto de dados, correspondendo a toda porção *offshore* da área de estudo, foi obtido através da recuperação dos dados gravimétricos pelo site http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi da Universidade da Califórnia e San Diego. Desse site foram retirados os valores de ar-livre e topografia/batimetria.

Abaixo, observa-se um esquema ilustrativo das principais etapas que devem ser feitas para se obter os dados de topografia/batimetria e ar-livre gratuitamente pelo site citado acima (fig.42).

O primeiro processo para se extrair os dados de gravidade e topografia por altimetria de satélite é: digitar o endereço eletrônico, em seguida preencher os campos dos limites da área (limites norte, sul, leste e oeste), com as coordenadas geográficas, e em seguida selecionar o tipo de dado que se deseja trabalhar, no caso desta pesquisa foram selecionados os itens: topografia/batimetria e gravity, o qual se obtém os dados de ar-livre.

Posteriormente, realizou-se a correção Bouguer sobre esses dados de gravidade de ar-livre recuperados do site. O cálculo da correção *Bouguer* simples (ou fórmula do *slab* simples) fica reduzido ao produto da batimetria (em metros) por 0,04916 em cada ponto de amostragem.

Este terceiro banco de dados, correspondendo ao mapa *offshore* da área, apresentou 1.058 estações gravimétricas, interpolados pelo método de mínima curvatura, como os dois banco de dados anteriormente citados, e um tamanho de célula de 461(fig.43)

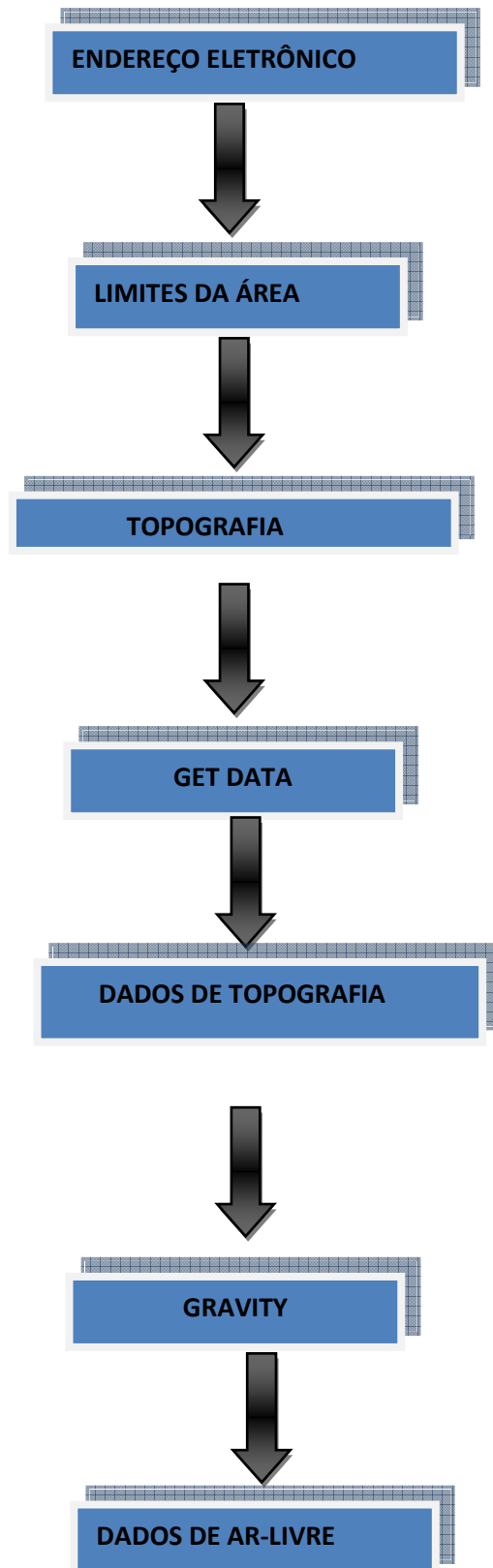
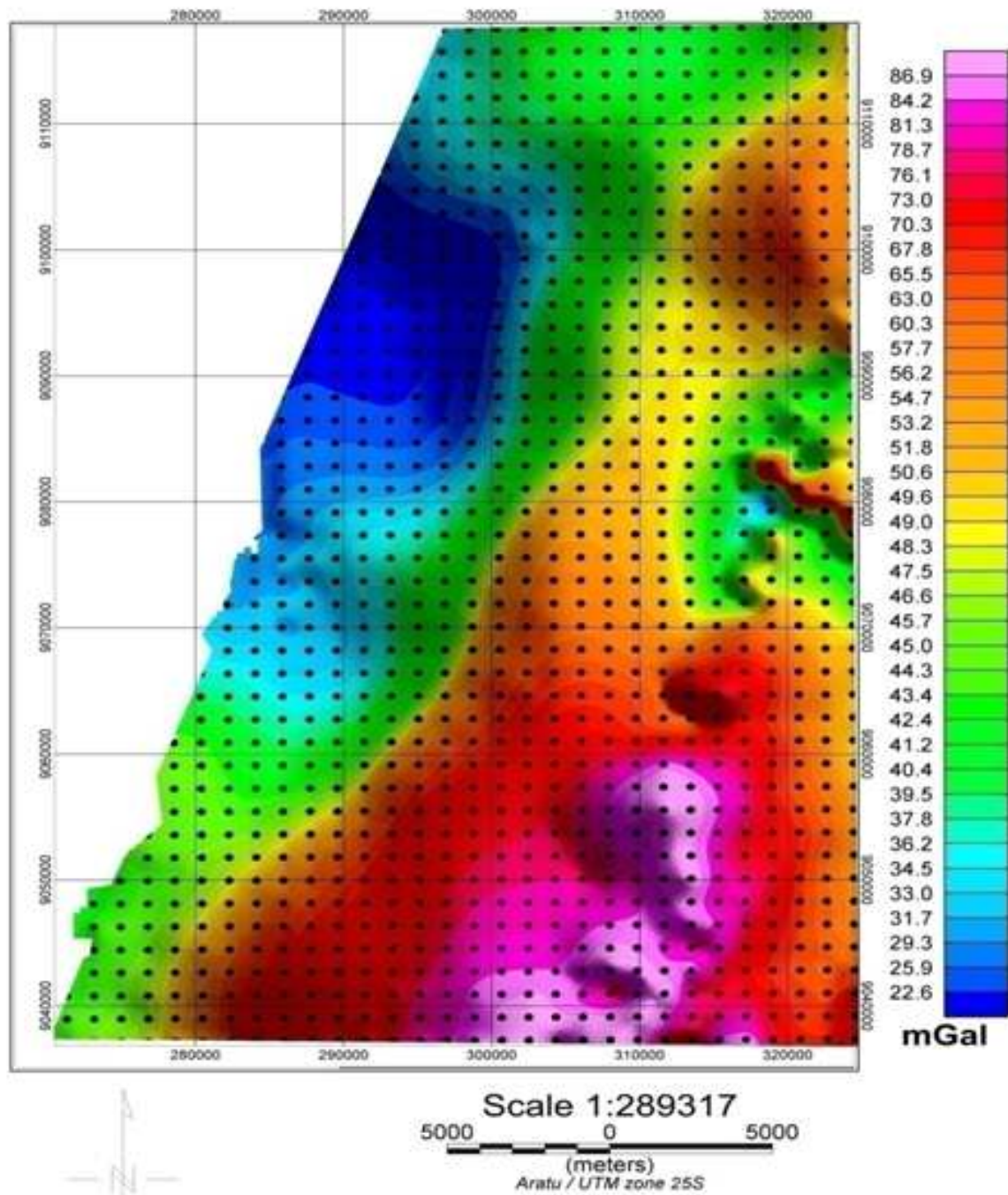


Figura 42 - Esquema de seqüência das etapas empregadas para se recuperar os dados de topografia/batimetria e ar-livre por altimetria de satélite.



- Estações gravimétricas

Figura 43 - Mapa de anomalia Bouguer dos dados *offshore* recuperados do site: http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi.com estações gravimétricas medidas.

Os dados gravimétricos do trecho Recife – Praia do Cupe, Praia do Cupe-Sirinhaém, e os dados *offshore* da área de estudo foram interpolados adotando-se um tamanho de célula de 461, gerado em torno de $\frac{1}{4}$ do maior espaçamento presente na amostragem (Vasconcellos, 1994).

4.2 METODOLOGIA

Com os três bancos de dados reunidos, procurou-se unir os dados numericamente em uma única planilha, a partir daí foi feita a interpolação de todos os dados de uma só vez utilizando o método de mínima curvatura, a resposta não foi boa, visto que a região de transição entre o mar e a terra apresentou espaço vazio, sem, dessa maneira, haver a união dos dados nessa parte do mapa. Então, optou-se por outra metodologia que foi o método de sutura (Geosoft, 2007), que respondeu bem a deficiência apresentada anteriormente e, no geral, também teve um bom ajuste sobre as feições geológicas suturadas.

4.3 MÉTODO DE SUTURA

O método de sutura define uma linha de sutura para determinar onde os grids que serão unidos. A linha deve estar completamente dentro da área de sobreposição dos três grids. As áreas fora da sobreposição permanecem inalteradas.

A linha de sutura utiliza o valor médio dos grids para evitar as discrepâncias, produzindo um ajuste suave ao longo da transição entre os grids.

O método de sutura utiliza uma abordagem de propagação de correções de multi-frequências ao longo dos grids em proporção ao comprimento de onda do descompasso encontrado ao longo da linha de sutura (Geosoft, 2007), garantindo que a transição de um grid para outro permaneça boa, independentemente da amplitude da onda e das características da linha de sutura.

Sobre a malha final, foram extraídos quatro perfis (L0 – L0', L1 – L1', L2 – L2' e L3 – L3) perpendiculares a tendência geral dos dados, apresentando todos direção próximo a E-W, a fim de analisar numericamente os valores ao longo da sutura, e avaliar a continuação das anomalias gravimétricas. A figura 44 mostra os quatro perfis em detalhe evidenciando a região da sutura e a superposição dos dados do trecho Recife - Praia do Cupe (linha contínua vermelha), dos dados *offshore* (linha contínua cinza) e da praia do Cupe-Sirinhaém (linha contínua lilás).

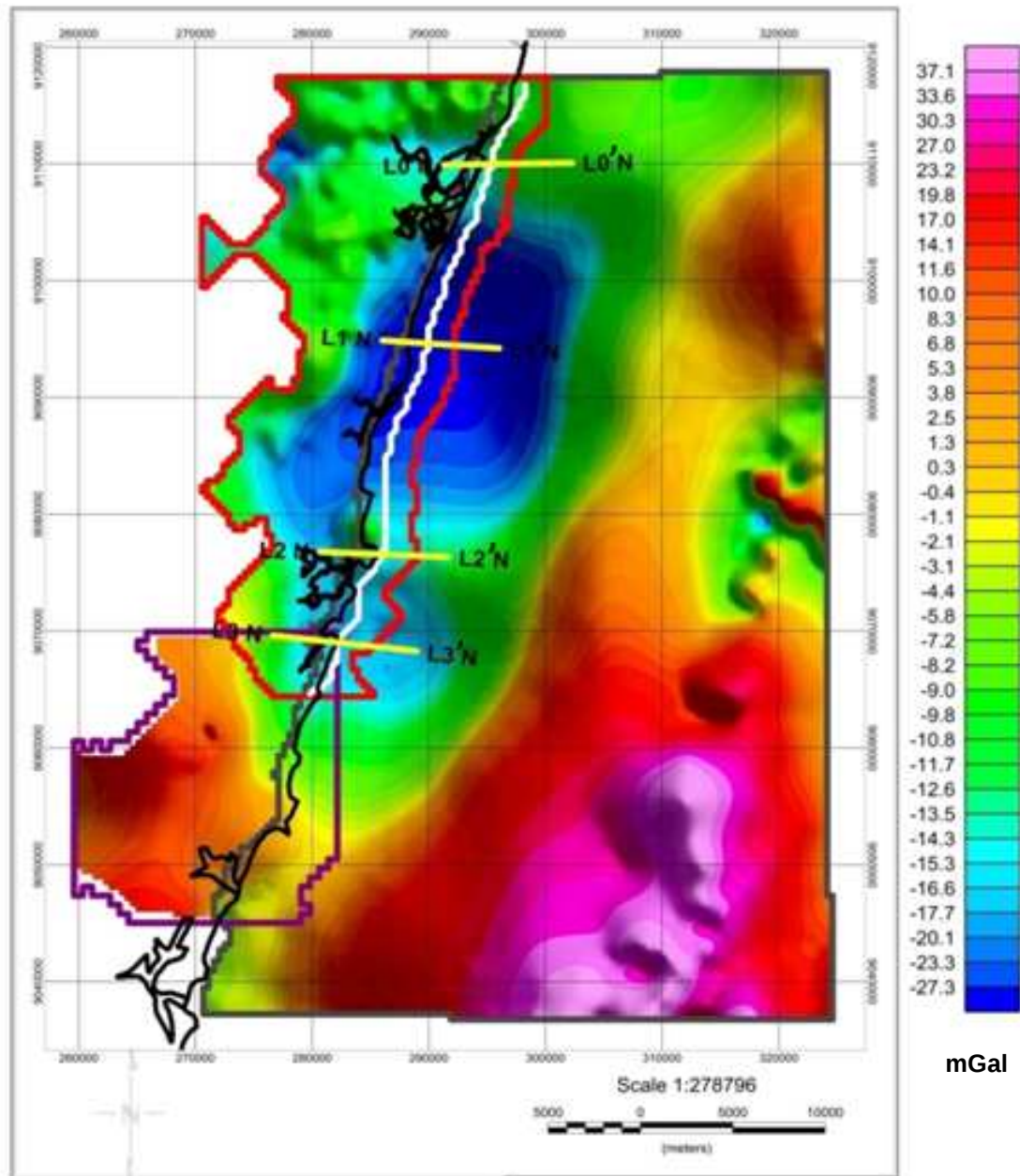


Figura 44 - Mapa Bouguer da junção (nivelamento) dos dados gravimétricos correspondentes aos arquivos Bouguer (Recife-Praia do Cupe) (linha de contorno na cor vermelha), Bouguer (Praia do Cupe-Sirinhaém) (linha de contorno na cor lilás) e Bouguer *offshore* dos dados de satélite (linha de contorno cinza). Alinha de sutura está na cor branca. Os perfis gravimétricos (L0 – L0', L1 – L1', L2 – L2' e L3 – L3') na cor amarela e a linha de costa na cor preta.

4.3.1 Análise dos perfis das suturas

O perfil L0- L0' corta uma anomalia de caráter negativo, correspondente a ZCPE. A continuação dessa anomalia para o mar é marcada por uma subida da curva gravimétrica, apresentando valores menos negativos (fig.45).

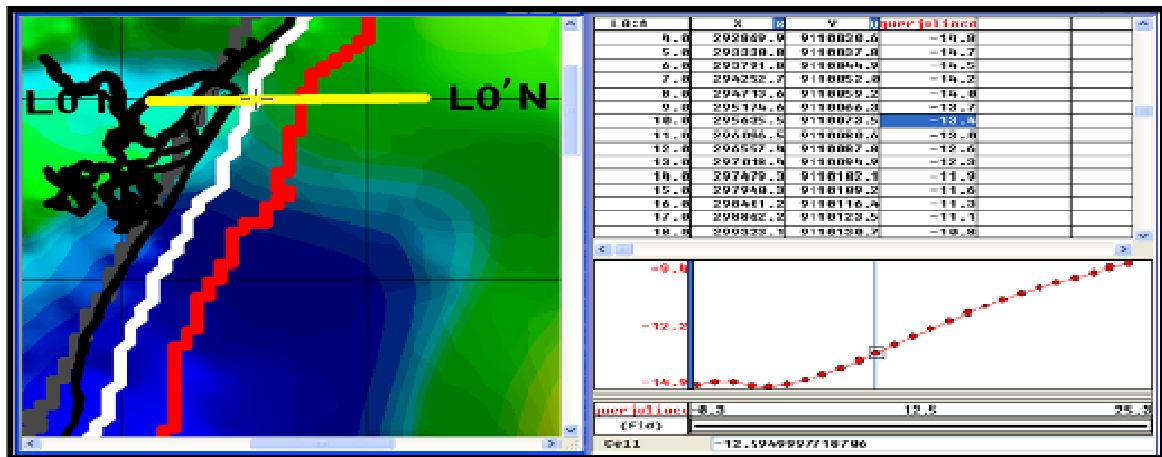


Figura 45 - Perfil Gravimétrico L0-L0', mostrando resultado da sutura entre os dados *onshore* e *offshore*. A linha vermelha corresponde ao mapa Bouguer compreendido entre Recife-Praia do Cupe. A linha cinza diz respeito a todos os dados *offshore* da área. A linha branca é a linha da sutura e preta é linha de costa.

O Perfil L1-L1' corta uma anomalia com os maiores gradientes negativos de toda área em estudo, representada pelo baixo de Piedade. (fig.46)

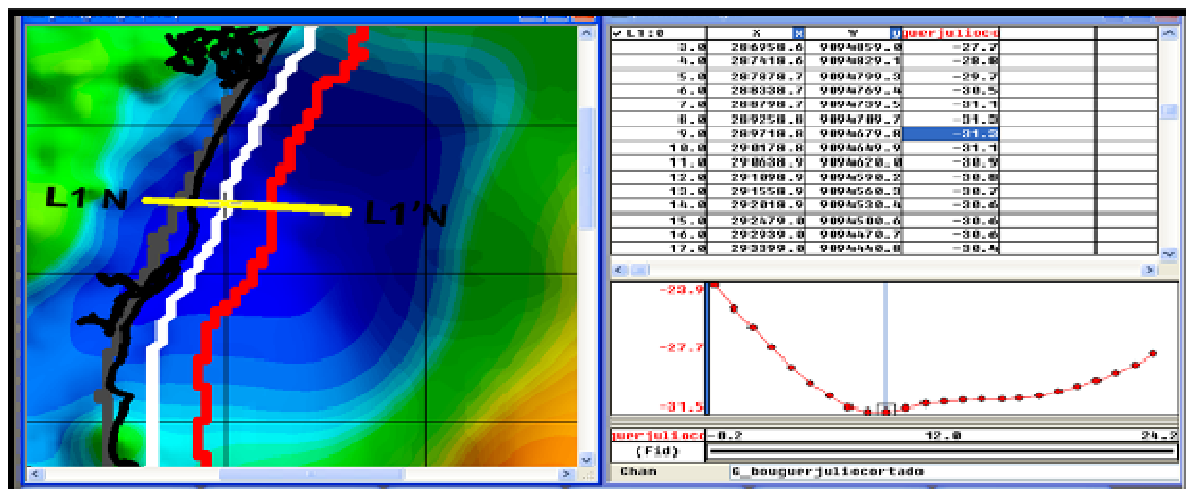


Figura 46 - Perfil gravimétrico L1-L1', mostrando resultado da sutura entre os dados *onshore* e *offshore*. A linha vermelha corresponde ao mapa Bouguer compreendido entre Recife-Praia do Cupe. A linha cinza diz respeito a todos os dados *offshore* da área. A linha branca é a linha da sutura e preta é linha de costa.

O perfil L2-L2' é extraído ao sul do granito do Cabo, onde é evidenciado a influência desse alto sobre a subida da curva gravimétrica, marcada por valores menos negativos (fig.47).

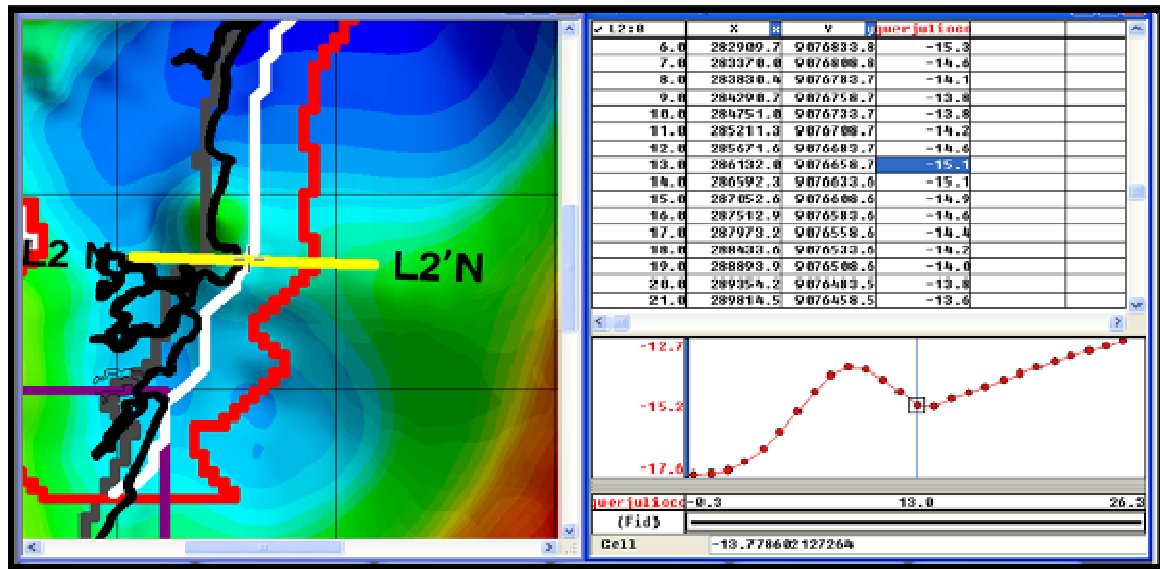


Figura 47: Perfil gravimétrico L2-L2', mostrando resultado da sutura entre os dados *onshore* e *offshore*. A linha vermelha corresponde ao mapa Bouguer compreendido entre Recife-Praia do Cupe. A linha cinza diz respeito a todos os dados *offshore* da área. A linha branca é a linha da sutura e preta é linha de costa.

O último perfil analisado foi o perfil L3-L3'. Este perfil foi traçado mais ao sul da área, abrangendo as três linhas de sutura, representada por uma anomalia de caráter negativo que corresponde ao gráben do Cupe (fig.48).

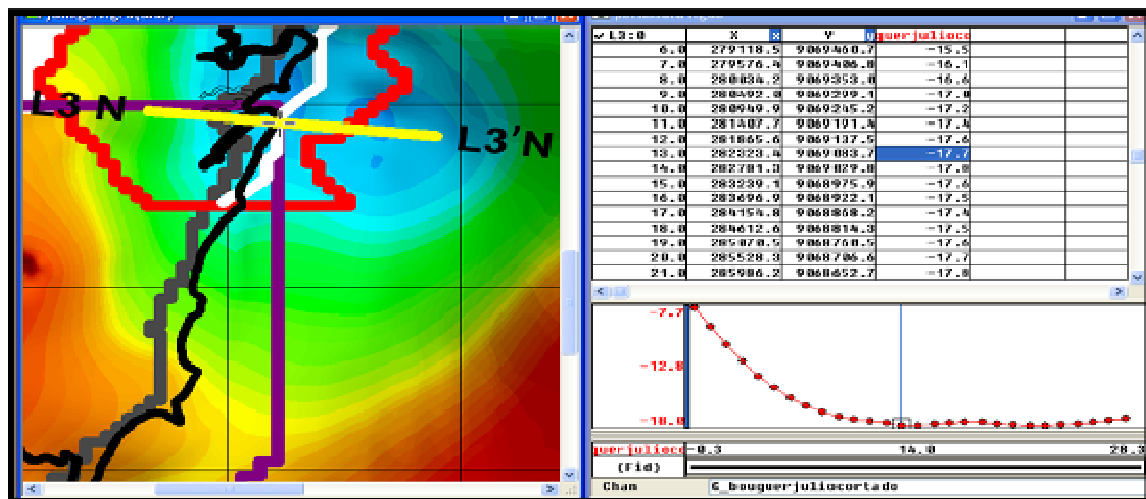


Figura 48 - Perfil gravimétrico L3-L3', mostrando resultado da sutura entre os dados *onshore* e *offshore*. A linha vermelha corresponde ao mapa Bouguer compreendido entre Recife-Praia do Cupe. A linha cinza diz respeito a todos os dados *offshore* da área. A linha lilás corresponde ao mapa Bouguer compreendida entre Praia do Cupe-Sirinhaém. A linha branca é a linha da sutura e preta é linha de costa.

De maneira geral, todos os perfis gravimétricos extraídos do mapa Bouguer comprovaram a boa junção dos grids realizado pelo método de sutura, visto que as anomalias apresentaram continuidade, assim como os valores numéricos demonstraram coerência, sem grandes alterações.

No contexto geológico, o método de sutura também foi bastante satisfatório, haja vista confirmarem grandes feições geológicas, como a ZCPE, o Alto de Santo Agostinho e o Alto do Macaratu, e os grábens de Piedade e Cupe, já descritos anteriormente pela literatura.

4.4 FILTRAGEM E TRANSFORMAÇÃO DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS

Oliveira (2008) exemplifica bem o esquema da sequência de etapas empregada no processamento dos dados gravimétricos com a interpolação, pré-processamento, transformação para o domínio do número de onda, filtragem e transformação de volta para o domínio do espaço. Assim, os dados geofísicos são transformados para o domínio do número de onda por meio da *Transformada de Fourier*. Nesse domínio, os dados são filtrados e em seguida transformados de volta para o domínio do espaço (fig.49).



Figura 49 - Esquema da sequência de etapas empregada no processamento dos dados gravimétricos. Fonte: Oliveira (2008).

4.4.1. Filtragem

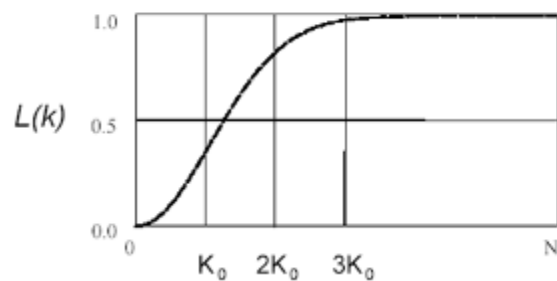
A partir da análise qualitativa desses mapas, utilizando-se programas de filtragens no domínio do tempo e da frequência, foram gerados mapas transformados, através de artifícios matemáticos que destacam certas características das anomalias em detrimento das demais, sobretudo em termos das frequências envolvidas.

Os filtros usados para este trabalho foram: Gaussiano (regional e residual), Continuação Para Cima e *Low Pass* (passa baixa).

4.4.2. Filtro Gaussiano: Regional e Residual

O filtro gaussiano é suave e funciona como uma passa-banda. Porém, os dados de saída apresentam uma distribuição gaussiana (normal), e o ponto de corte (*cutoff point*) escolhido é o desvio padrão da função gaussiana (fig.50). No domínio da frequência o operador matemático é definido pela seguinte expressão:

$$L(k) = 1 - e^{\frac{-k^2}{2k_0^2}}$$



Número de onda (ciclos/metro)

Figura 50 - Representação gráfica do filtro gaussiano de separação regional/residual (Fonte: GEOSOFT, 2007).

onde k_0 é o desvio padrão da função gaussiana em ciclos/metro.

O ponto de corte escolhido para separar as fontes profundas das fontes rasas foi k (número de onda) = 0,05 ciclos/km

Em termos práticos, a componente residual deve conter predominantemente anomalias com fontes rasas, associadas a crosta, enquanto que a componente regional conterá as fontes profundas associadas com a interface crosta/manto ou mais profundas que a *Moho*.

4.4.3. Filtro Continuação para cima

O filtro de Continuação para Cima simula o campo gravimétrico em uma posição acima daquela em que os dados foram originalmente levantados (fig.51).

Com aplicação desse filtro é possível observar as assinaturas gravimétricas produzidas por feições geológicas regionais. O procedimento se baseia no fato de que o aumento da distância entre o sensor e a fonte elimina as anomalias de pequeno comprimento de onda, deixando apenas as anomalias regionalmente expressivas, ou seja, as anomalias com grandes comprimentos de onda. A utilização do filtro é feita indicando a altitude da continuação (h), obedecendo à seguinte expressão, no domínio da frequência:

Número de onda (radianos/metro)

$$L(r) = e^{-hr}$$

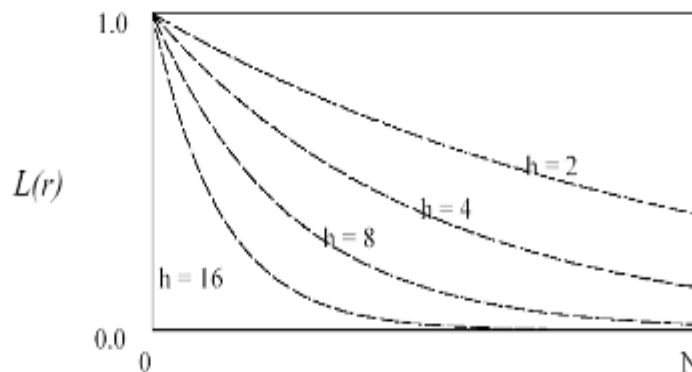


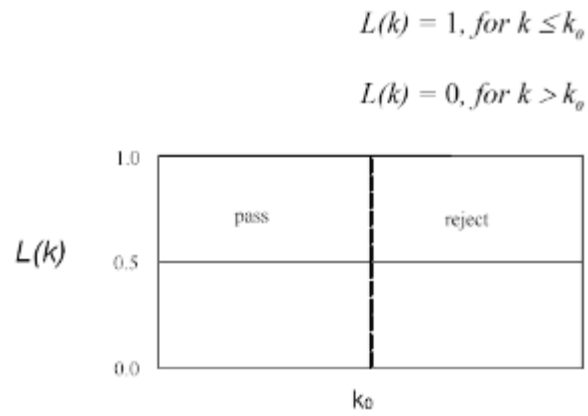
Figura 51 - Representação gráfica do filtro de continuação para cima (Fonte: GEOSOFT, 2007)

onde h é a altitude da continuação, e r corresponde ao número de ondas. A altitude da continuação utilizada nesse trabalho foi de 2000 metros.

O filtro de continuação para cima é freqüentemente utilizado para eliminar ou minimizar os efeitos das fontes rasas e ruídos em grids.

4.4.4. Filtro Low pass (Passa banda)

O filtro *Low pass* é um filtro de suavização, assim como o filtro Gaussiano e o de Continuação Para Cima, obedecendo à seguinte expressão matemática, no domínio da frequência (fig. 52):



Número de onda (ciclos/metro)

Figura 52 - Representação gráfica do filtro *low pass* (passa banda) (Fonte: GEOSOFT, 2007).

Onde: k_0 = Ponto de corte (cut-off) escolhido pelo intérprete em número de ondas. Todos os números de ondas acima deste valor escolhido são removidos. Para este trabalho foi utilizado o valor de 24000 metros para k_0 .

CAPÍTULO V

RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 MAPA GRAVIMÉTRICO DE ANOMALIA BOUGUER

No mapa de anomalia Bouguer (fig.53) estão integradas todas as informações do campo residual e regional.

No mapa Bouguer as curvas de isoanomalia estão dispostas paralelamente à costa, aumentando em valores para leste. Isso caracteriza uma subida da moho de oeste para leste associado ao afinamento crustal.

Neste mapa são destacadas seis grandes estruturas: a primeira anomalia encontrada no mapa Bouguer apresenta valores negativos e está associado à ZCPE. A segunda feição gravimétrica corresponde ao gráben de Piedade, localizado na porção centro-norte da área, com continuação para o mar. Este baixo gravimétrico representa os valores mais negativos da Bacia de Pernambuco, essencialmente na porção *offshore*, caracterizando uma maior profundidade da mesma. Ao sul desse baixo gravimétrico encontra-se a terceira feição, o alto de Santo Agostinho, com uma forma aproximadamente arredondada e valores gravimétricos intermediários, associados à presença de rochas vulcânicas e plutônicas. O alto de Santo Agostinho apresenta direção aproximadamente N-S, sendo o divisor das duas sub-bacias, Piedade e Cupe. O granito do Cabo de Santo Agostinho aflorante na área, também está presente em profundidade.

Outra feição importante é o gráben do Cupe. Este baixo também tem continuação para o mar, com valores negativos, e uma profundidade, segundo o poço estratigráfico perfurado pela PETROBRÁS (2-CPE-1-PE), em torno de 2.980 m, sem, entretanto, alcançar o embasamento.

Segundo os dados estratigráficos, o gráben do Cupe seria preenchido por sedimentos clásticos com intercalações de vulcânicas, e como estas rochas possuem densidade alta, os valores gravimétricos reais do gráben do Cupe seriam mascarados por essas rochas.

A porção SW do mapa Bouguer é marcada por valores anômalos positivos, que corresponde ao Maciço Pernambuco/Alagoas marcado pelas rochas granítico-grnássicas.

Outra anomalia observada, de valores gravimétricos fortemente positivos, é o Alto do Maracatu (Almeida *et. al.*, 2005) orientado para NNE-SSW.

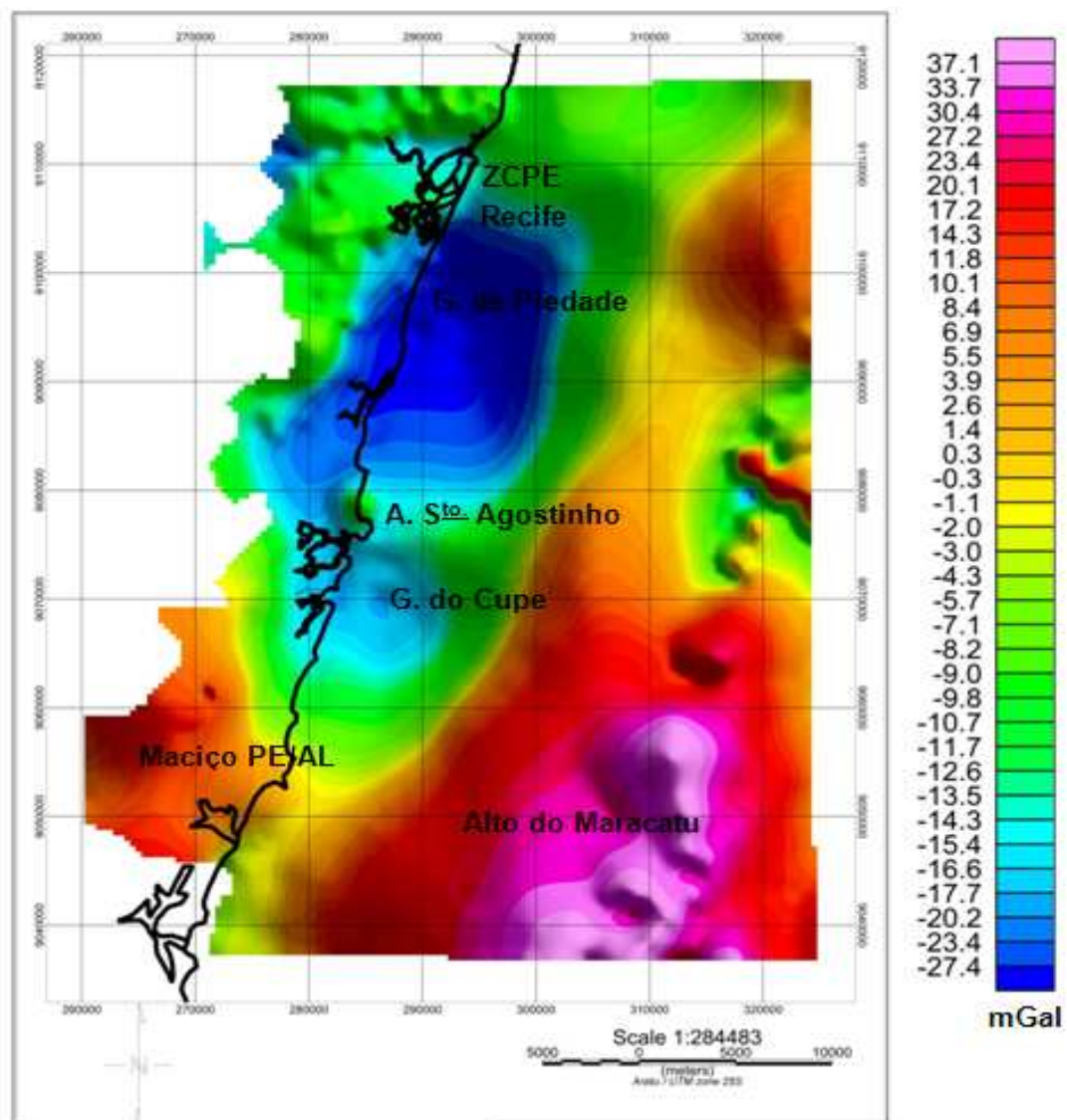


Figura 53 - Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer

5.1.1 Mapas gravimétricos regional, continuação para cima e *low pass* (passa baixa)

O mapa de anomalia regional (fig.54), de continuação para cima (fig.55) e *low pass* (fig.56), mostram padrões de anomalias com grandes comprimentos de onda caracterizando feições mais extensas e/ou profundas.

O mapa de anomalia regional foi calculado utilizando como ponto de corte escolhido para separar as fontes profundas das fontes rasas k (número de onda) = 0,05 ciclos/km. O mapa de continuação para cima utilizou 2.000 m para a altitude da continuação. O mapa *low pass* usou o valor de 24.000 ciclos/m para o ponto de corte.

Os três mapas citados acima apresentam praticamente os mesmos padrões de anomalias, sendo possível identificar quatro anomalias principais.

O limite norte da Bacia de Pernambuco destaca uma anomalia negativa associada à ZCPE, caracterizada por um cisalhamento dextral de direção W-E.

A porção central da Bacia é marcada pela presença de uma grande anomalia de caráter negativo. Esta anomalia corresponde ao baixo gravimétrico de Piedade e do Cupe, que aparecem unidos. O alto do Cabo de Santo Agostinho responsável pela separação desses dois baixos não é evidenciado em nenhum dos três mapas de baixa frequência, caracterizando uma anomalia mais rasa. O limite oeste do gráben de Piedade é feito por uma falha normal de direção N-S.

Na porção SW é observado uma anomalia de valor positivo, respondendo ao Maciço Pernambuco-Alagoas, caracterizando uma anomalia mais profunda. Outra anomalia positiva, de maior dimensão é encontrada na porção NE-SE do mapa, estando conectada ao Maciço Pernambuco-Alagoas, esta anomalia corresponde ao alto do Maracatu, que apresenta os valores mais positivos de toda a área. Estes valores são provavelmente resultantes da presença de rochas vulcânicas e da subida do Moho.

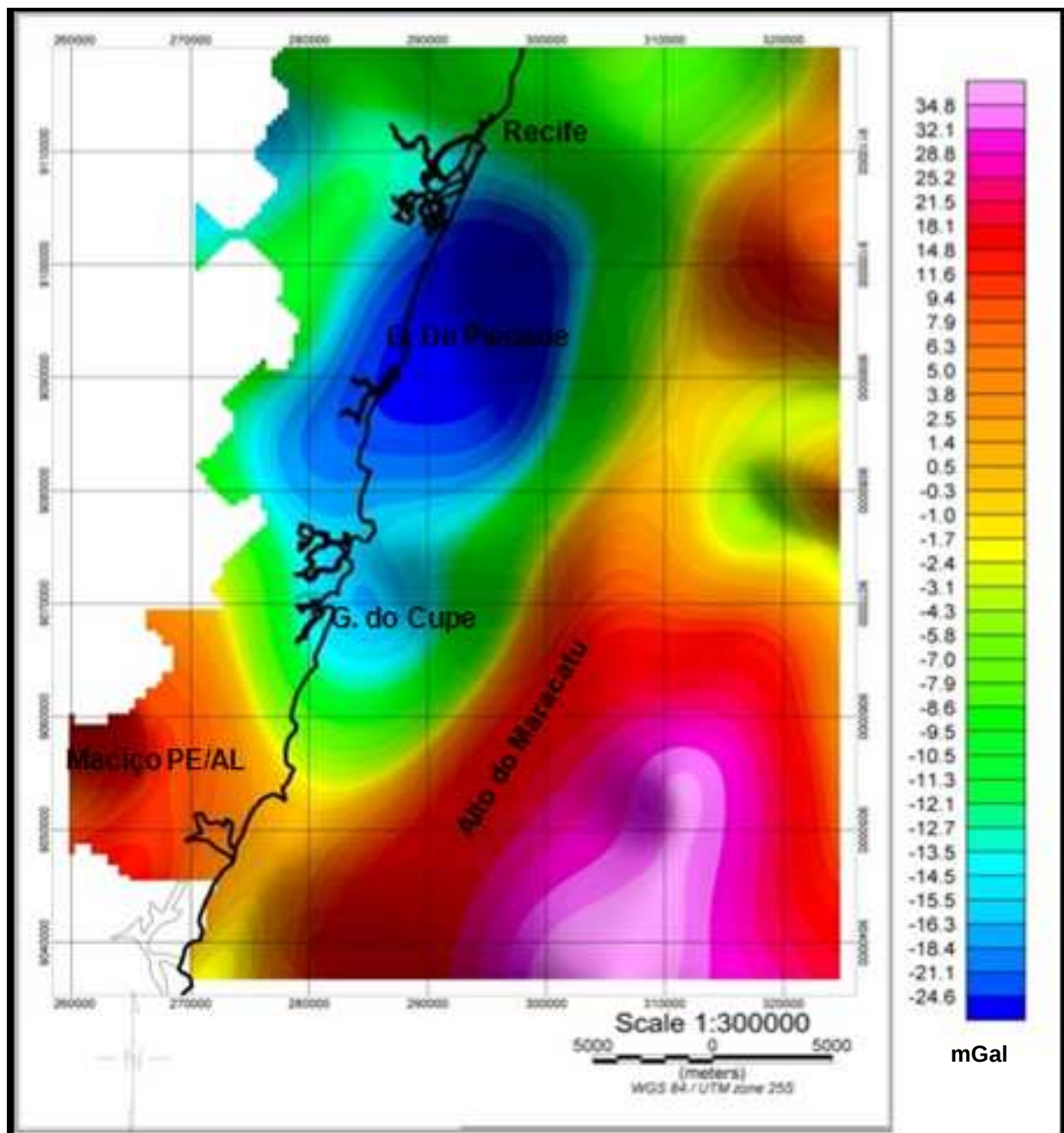


Figura 54 - Mapa gravimétrico de Anomalia regional

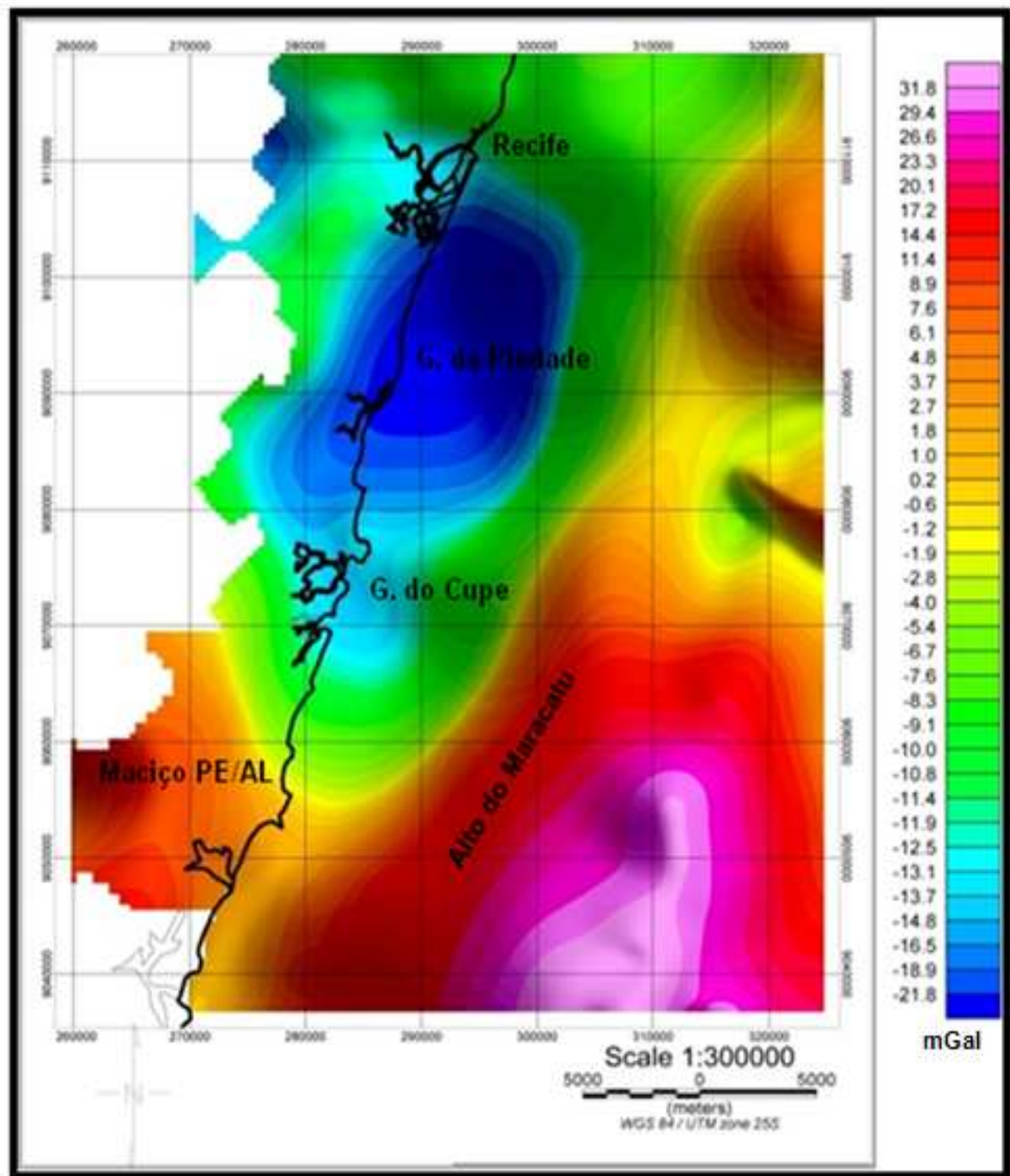


Figura 55 - Mapa gravimétrico de continuação para cima (2000m)

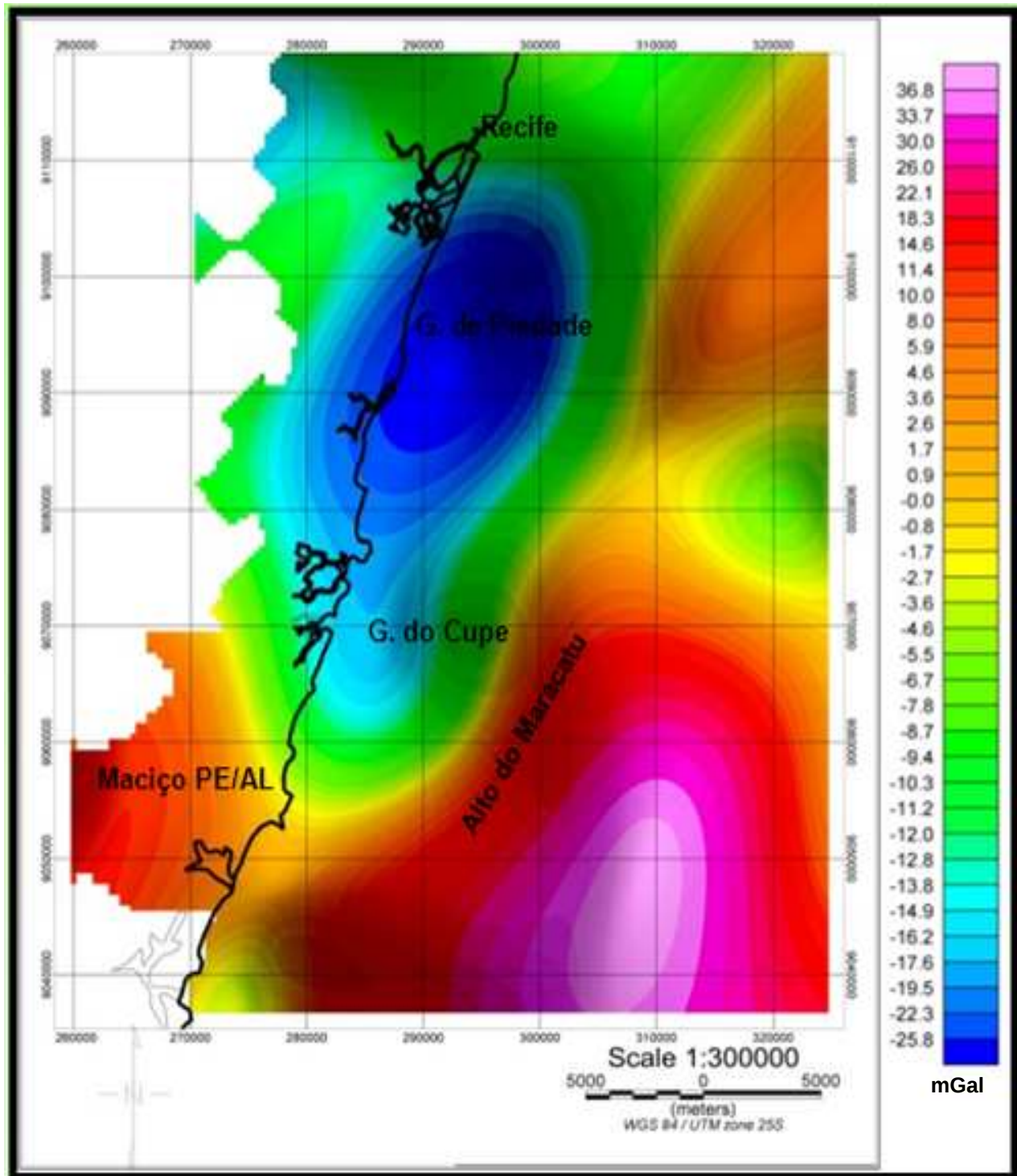


Figura 56 - Mapa gravimétrico de *low pass* (24000 m)

5.1.2 Mapa gravimétrico residual

O mapa gravimétrico residual (fig.57) representa feições residuais mais superficiais, com curto comprimento de onda e centro de massa em pontos menos profundos que aqueles de carácter regional. O mapa de anomalia residual foi calculado utilizando como ponto de corte para separar as fontes rasas das fontes profundas, k (número de onda) = 0,05 ciclos/km.

Na porção *offshore* da área de estudo foi observada uma limitação dos dados filtrados quanto à resolução e ao comprimento de onda do mapa nesta região. Observou-se uma resolução baixa do mapa, e o pequeno comprimento de onda que deveria ser destacado não ficou tão evidente, haja vista, esses dados serem derivados de levantamentos de altimetria por satélite, cujas características básicas é de se tratarem de dados regionais, contudo, apesar dessa limitação foi possível traçar as principais assinaturas gravimétricas residuais da área em estudo.

Comparando-se o mapa de anomalia residual ao mapa de anomalia Bouguer, percebem-se as mesmas anomalias, só que com um maior nível de detalhes. Observando o mapa residual de norte para sul, têm-se as seguintes anomalias gravimétricas:

A primeira delas, a ZCPE com valores gravimétricos negativos, cortada por uma pequena anomalia positiva, resultante de prováveis injeções de corpos mais densos que ocupam, provavelmente, os espaços deixados pelo movimento cisalhante ao longo ZCPE.

Ao sul da ZCPE, encontra-se o gráben de Piedade, que é limitado na sua borda norte por uma falha transcorrente de carácter dextral e direcção E-W, semelhante ao sistema de falha da ZCPE. Perpendicular a esta falha, observa-se uma falha normal ou de gravidade, de direcção aproximadamente N-S, limitando a porção oeste do gráben de Piedade. O limite sul desse gráben é dado por um cisalhamento sinistral de direcção NW-SE, que também constitui a borda oeste do alto do Cabo de Santo Agostinho, que é limitado por duas falhas transcorrente sinistral de direcção NW-SE.

O granito se encontra encaixado em duas falhas normais de direcção aproximadamente E-W, e mergulhando para oeste, confirmando a presença do

granito do Cabo também a *offshore*. No mapa de anomalia residual este granito apresenta valores fortemente positivos associados à presença de basaltos. Esta rocha vulcânica foi mapeada por Araújo (1994), sendo, o basalto, segundo a geocronologia, anterior ao granito do Cabo. Rand (1986) também ressalta a presença do basalto nesta área, sugerindo uma chaminé de câmara vulcânica de basalto para essa anomalia mais positiva que se encontra sobre o granito do Cabo (Petrobrás, 1970 *apud* Rand (*op. cit.*)).

Um falhamento aproximadamente N-S normal, e uma falha transcorrente sinistral NW-SE limita a borda oeste da Sub-Bacia do Cupe. A porção leste também é limitada por outra falha normal de mesma direção, caracterizando um grabén. A porção oeste do mapa destaca o Alto do Maracatu, marcada pela presença de fortes anomalias positivas, provavelmente resultantes das rochas vulcânicas presentes neste alto.

O alto do Maracatu é limitado por duas falhas normais aproximadamente N-S em todo o seu prolongamento, ao sul por uma falha transcorrente dextral E-W, paralela a falha transcorrente de mesma característica da ZCPE. É observado ainda, na região sudeste do mapa um alinhamento de anomalias associadas a rochas vulcânicas da área.

Dessa maneira, em geral, segundo as interpretações estruturais feitas no mapa de anomalia residual, têm como principais padrões de falhas: As falhas de direção E-W predominantemente dextrais, com exceção das falhas normais E-W a qual o granito está encaixado; falhas de direção NW-SE são sinistrais. Na direção N-S, destacam-se as falhas normais ou de gravidade.

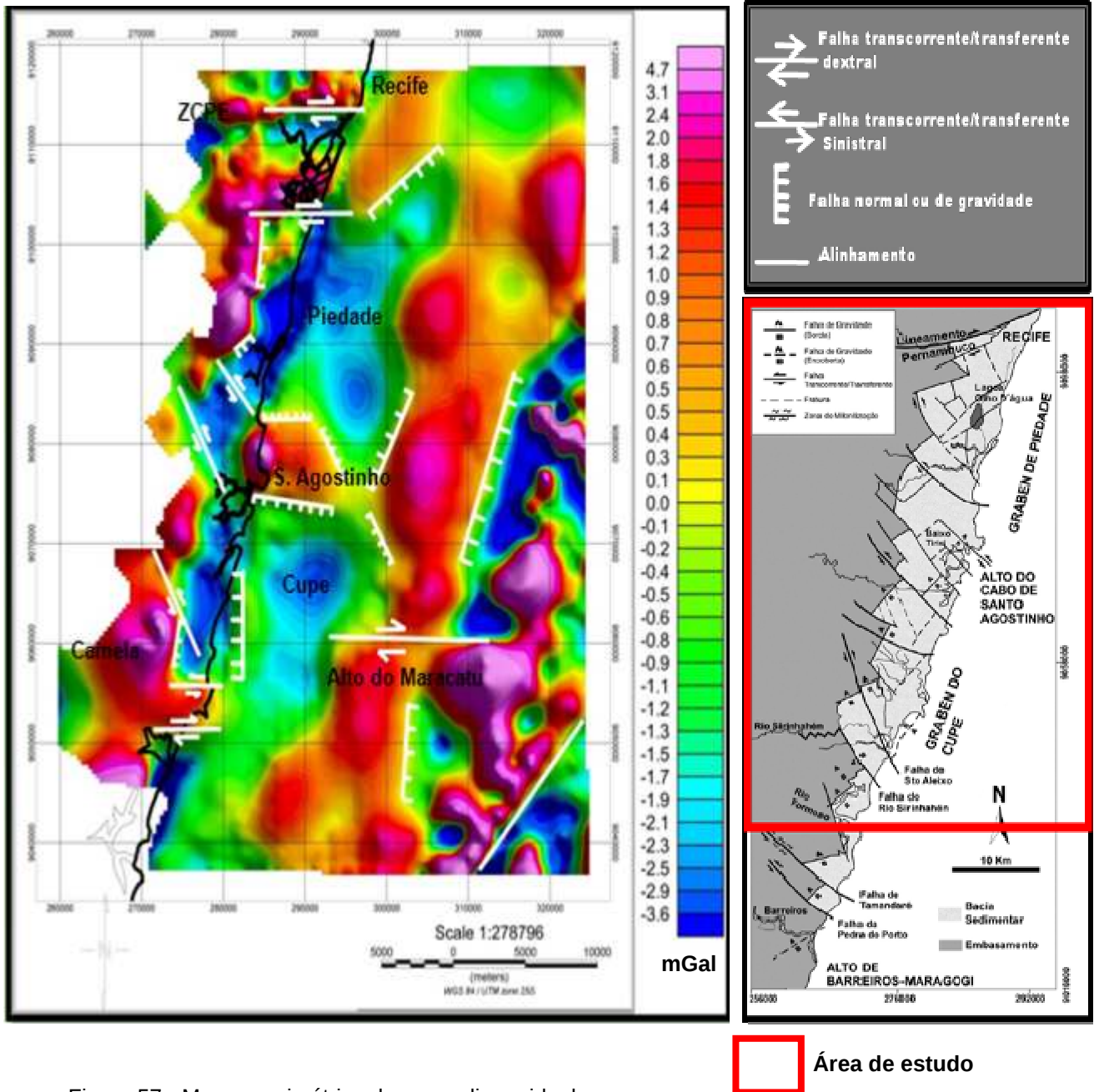


Figura 57 - Mapa gravimétrico de anomalia residual

5.2 MODELAGEM GRAVIMÉTRICA 3 D

O modelo gravimétrico 3 D é definido por uma série de empilhamento de superfícies (grids) com uma distribuição de densidade atribuída a cada camada. A camada de densidade pode ser especificada usando uma densidade constante, ou variável, utilizando uma variação lateral de densidade definida para um grid. Os cálculos do modelo 3 D são realizados no domínio do número de ondas baseados no algoritmo de Parker (1972).

A modelagem 3 D foi executada, através do Oasis Montaj. Os mapas utilizados para a confecção dos modelos 3 D e 2 D corresponderam aos seguintes: anomalia Bouguer (grid de referência) (fig. 58), o plano de referência do embasamento (estabelecido com – 3000 metros) utilizado para a posterior inversão gravimétrica (fig. 59), o plano de referência da Moho (estabelecida com – 25000m) (fig.60) e a topografia/batimetria de valor 0, já que com a correção Bouguer a topografia deixa de ter influência. Foi utilizada ainda a topografia/batimetria da área apenas para limitar a topografia do embasamento invertido (fig.61).

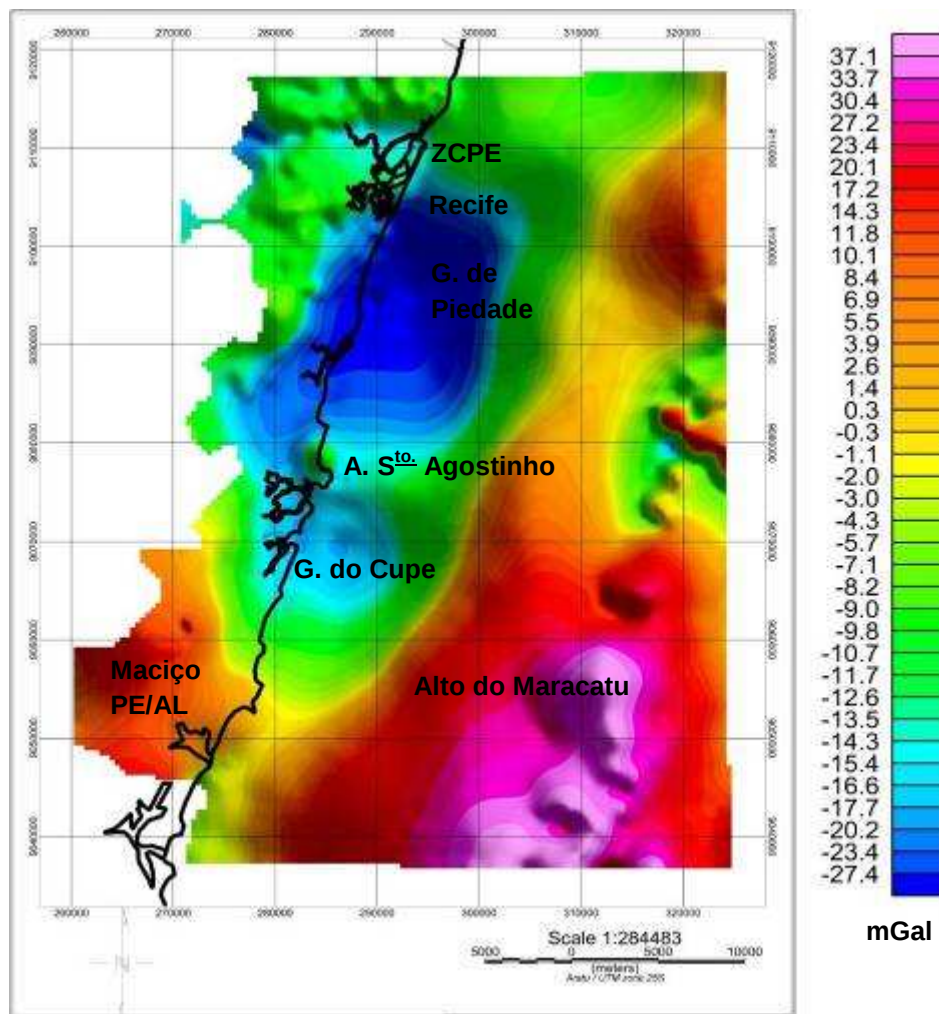


Figura- 58: Superfície de referência (Mapa Bouguer) para o modelo gravimétrico 3 D.

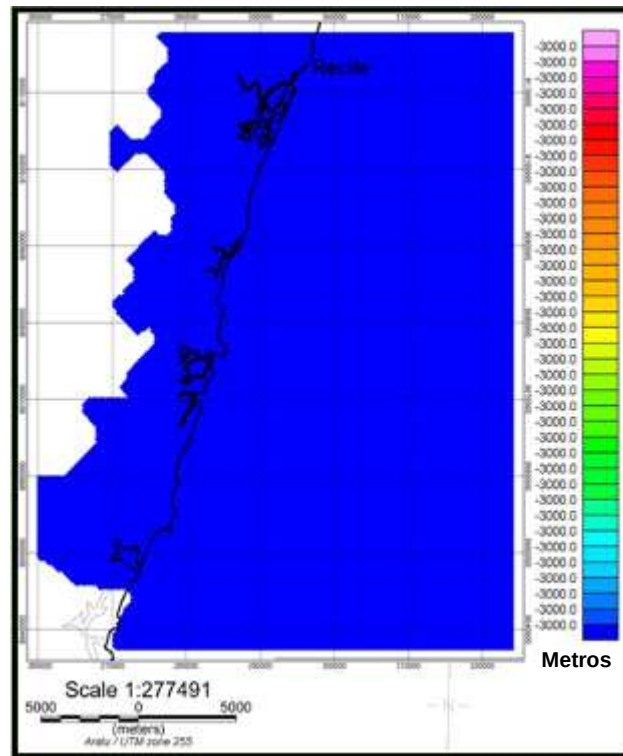


Figura 59 - Plano de referência do embasamento para a inversão gravimétrica com – 3000 metros.

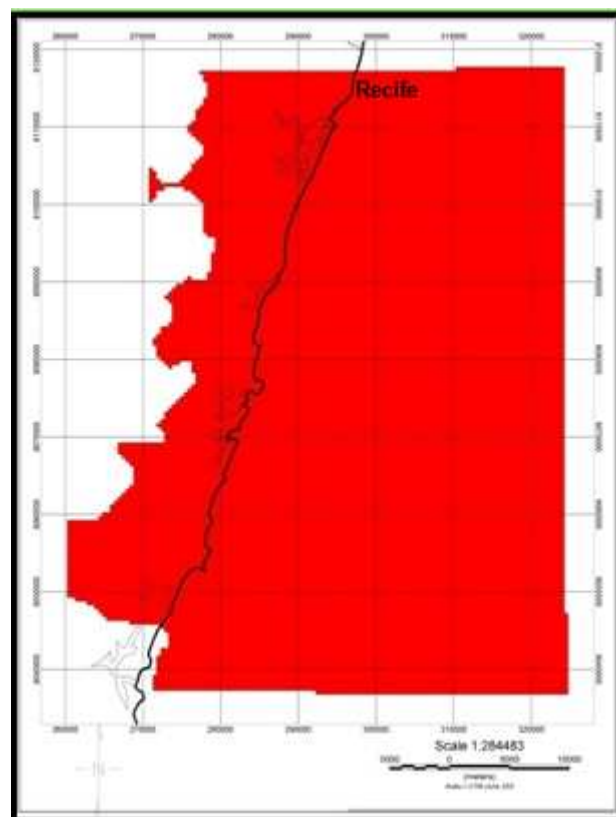


Figura 60 - Plano da Moho estabelecida com -25000 m para a modelagem gravimétrica 3D

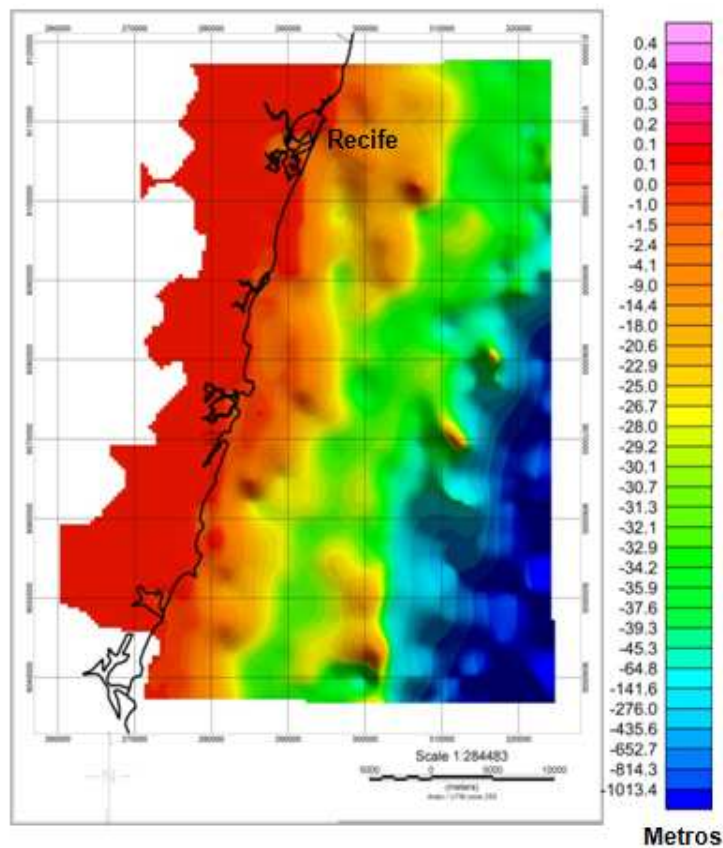


Figura 61 - Grid de topografia/batimetria para estabelecer o limite entre topografia e embasamento invertido do modelo gravimétrico 3D.

Foi estabelecida apenas a profundidade da sub-bacia do Cupe, tendo em vista a existência do poço, a de Piedade foi estimada.

A escolha dos valores de densidade das camadas do sedimento e embasamento foram escolhidas a partir de várias tentativas de modelagem 3 D com diferentes valores de densidade sobre o sedimento e o embasamento, com o objetivo de se obter um embasamento invertido com menor erro possível.

O grid de erro é resultante da diferença entre a anomalia de gravidade observada e calculada. A cada modelagem gravimétrica 3 D executada, a partir de diferentes combinações de densidade, entre sedimento e embasamento, foram gerados grids de erro. Esses grids foram analisados quantitativamente, observando quais valores de combinação de densidade daria o menor erro no modelo. O menor erro significa ter o menor desvio padrão, o que indica que os erros estão concentrados em alguns poucos valores.

Abaixo, é possível observar uma tabela com diferentes combinações de densidades (range) entre sedimento e embasamento. O que se percebe, é que não

importa os valores de densidade que se escolha para o sedimento e embasamento, na verdade o que vai controlar o erro é o contraste de densidade, ou seja, a diferença entre a densidade do embasamento e a do sedimento, assim, o desvio padrão é independente do "range" de densidades, e está associado apenas ao contraste de densidade (tabela 2).

Tabela 02 - Tabela da relação entre os valores de densidade entre o sedimento e o embasamento (range), o desvio padrão (std) e o contraste de densidade.

RANGE (DENSIDADE SEDIMENTO X EMBASAMENTO)	DESVIO PADRÃO (STD)	CONTRASTE DE DENSIDADE
2.1 g/cm ³ X 2.8 g/cm ³	0.72	0.70
2.2 g/cm ³ X 2.7 g/cm ³	0.72	0.70
2.1 g/cm ³ X 2.6 g/cm ³	0.704	0.50
2.2g/cm ³ X 2.7 g/cm ³	0.704	0.50
2.2 g/cm ³ X 2.6 g/cm ³	0.79	0.40
2.3 g/cm ³ X 2.7 g/cm ³	0.79	0.40
2.0 g/cm ³ X 2.66 g/cm ³	0.707	0.60
2.2 g/cm ³ X 2.8 g/cm ³	0.707	0.60
2.3 g/cm ³ X 2.66 g/cm ³	0.85	0.30
2.2 g/cm ³ X 2.66 g/cm ³	0.77	0.46
2.0g/cm ³ X 2.8 g/cm ³	0.73	0.80
2.2 g/cm ³ X 2.75 g/cm ³	0.703	0.55

Dentre os valores de contraste de densidade observados na tabela acima, destaca-se o contraste de 0.55, que resulta em um menor desvio padrão, logo o melhor valor de contraste para ser usado entre sedimento e embasamento. Para a determinação do melhor contraste, foi feito um gráfico contraste de densidade versus desvio padrão, o qual se determina uma curva com o mínimo em 0.55 (fig. 62).

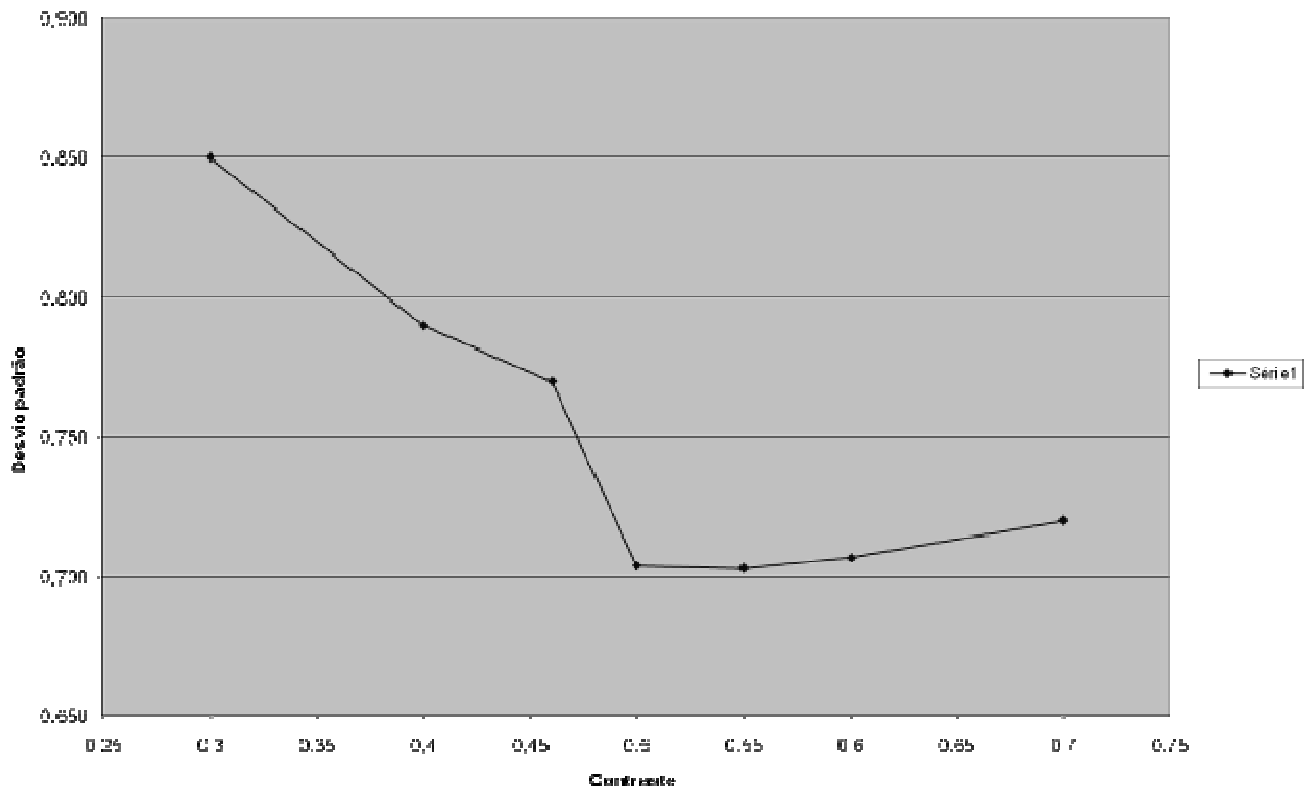


Figura 62 - Gráfico desvio padrão versus contraste de densidade.

Dessa maneira, a densidade utilizada para a modelagem 3 D, foi de 2.2 g/cm^3 para o sedimento e 2.75 g/cm^3 para o embasamento.

Para a superfície da Moho foi utilizado o valor de $3,3 \text{ g/cm}^3$. Não foi feita a compensação isostática devido a pouca extensão da área, essa superfície pode ser utilizada substituindo a superfície da Moho usada em áreas maiores. Em geral, para a região Nordeste é usado o valor de $\sim 28 \text{ km}$ (Mattos, 1992 apud Castro et. al., 1998). Note como foi citado anteriormente, foi usado o valor constante de -25000 m .

Tanto o valor de densidade do sedimento, quanto do embasamento foram constantes ao longo de todo o modelo.

O plano de referência do embasamento correspondeu a uma superfície constante, com um valor de profundidade estabelecido de -3000 m, a partir do valor de profundidade do poço estratigráfico do Cupe, que ultrapassa os 2980 m, sem ter alcançado o embasamento. Posteriormente, este embasamento passou por uma inversão estrutural.

O modelo inicial antes da inversão foi mostrado como um plano em azul com os mesmos valores de profundidades (3.000m). A figura 63 mostra este plano de referência do embasamento inserido no modelo 3 D.

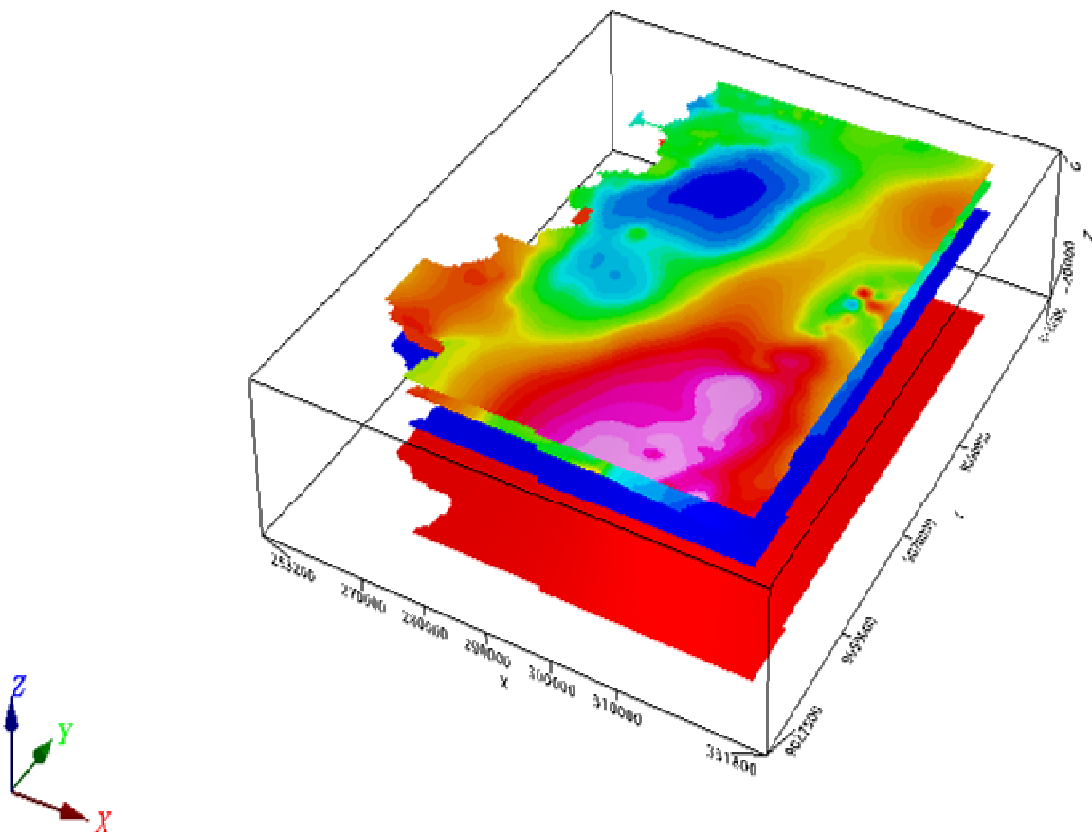


Figura 63 - Modelo gravimétrico obtido com o plano de referência do embasamento de -3000 metros, estabelecido a partir do valor de profundidade do poço estratigráfico do Cupe.

A inversão gravimétrica está associada à integral que relaciona o campo potencial e suas fontes, identificada na fórmula abaixo, baseando-se nas estimativas das características de $s(Q)$, $\psi(P, Q)$ e R a partir do dado observado.

$$f(P) = \int_R s(Q) \psi(P, Q) dv$$

Onde:

f = campo potencial no ponto de observação P .

s = função que descreve a propriedade física do meio no ponto Q da fonte.

ψ = função que depende do relacionamento geométrico entre os pontos P e Q .

R = volume ocupado pela fonte.

No processo da inversão gravimétrica o modelo inicial é construído a partir das informações geológicas e geofísicas existentes na área. As modificações no modelo e o cálculo da resposta são feitos automaticamente, de acordo com processos matemáticos pré-determinados, até que as condições de ajuste sejam atendidas. Onde os parâmetros de controle do modelo estão nos valores de densidade e profundidade.

Depois da inversão o embasamento mostrou as principais feições gravimétricas da área, tais como: as sub-bacias do Cupe e Piedade, com as maiores profundidades da área, o Alto de Santo Agostinho, separando essas duas sub-bacias; o Alto do Maracatu, a Zona de Cisalhamento Pernambuco, o Maciço PE/AL e a subida do Moho para o sentido Leste. Na figura 64 vemos o embasamento invertido inserido no modelo 3 D, seguido do mapa do embasamento invertido (fig.65). A figura 66 destaca as principais feições gravimétricas.

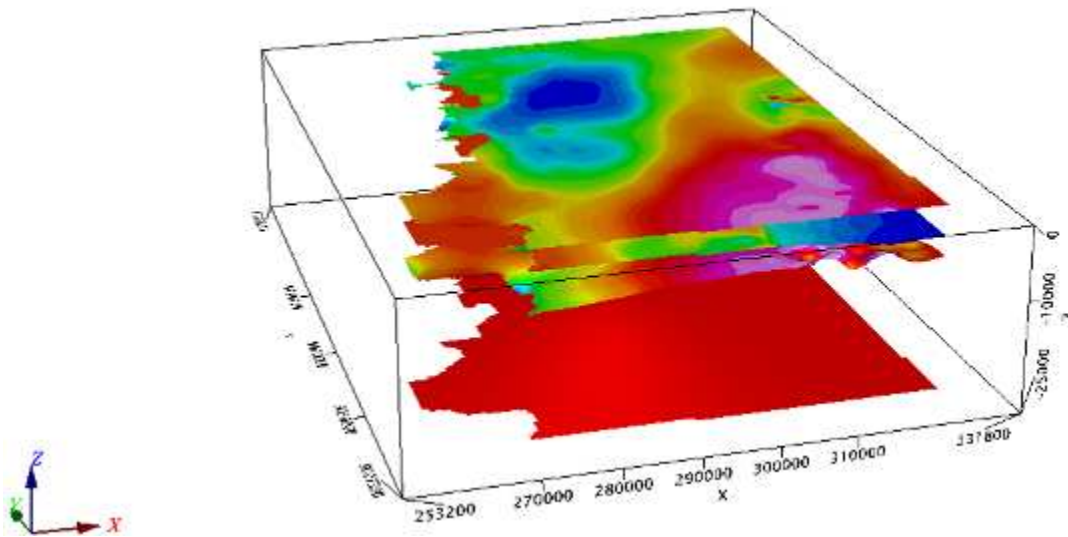


Figura 64 - Modelo gravimétrico 3 D obtido através de inversão gravimétrica, destacando todas as superfícies utilizadas na modelagem gravimétrica.

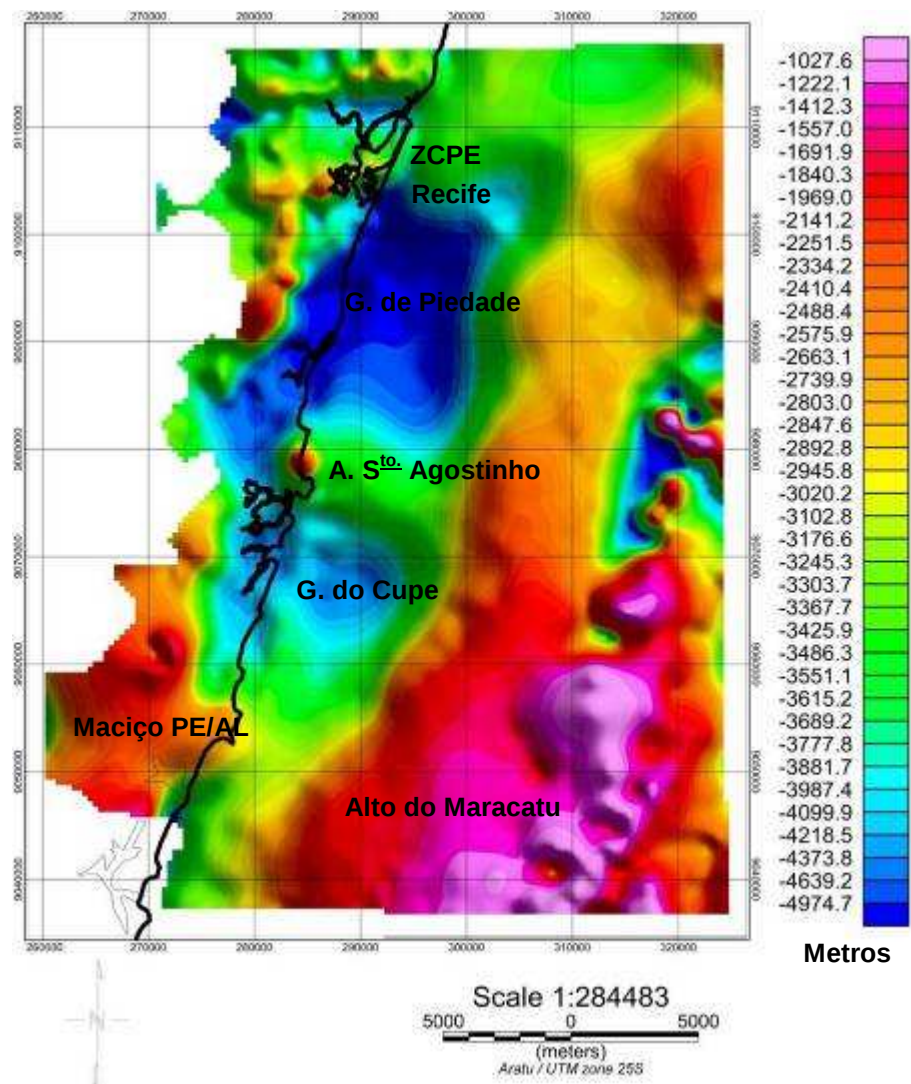


Figura 65 - Modelo obtido para o embasamento cristalino através de inversão gravimétrica, calibrado com profundidades do embasamento estimadas para a região do gráben do Cupe (poço do Cupe).

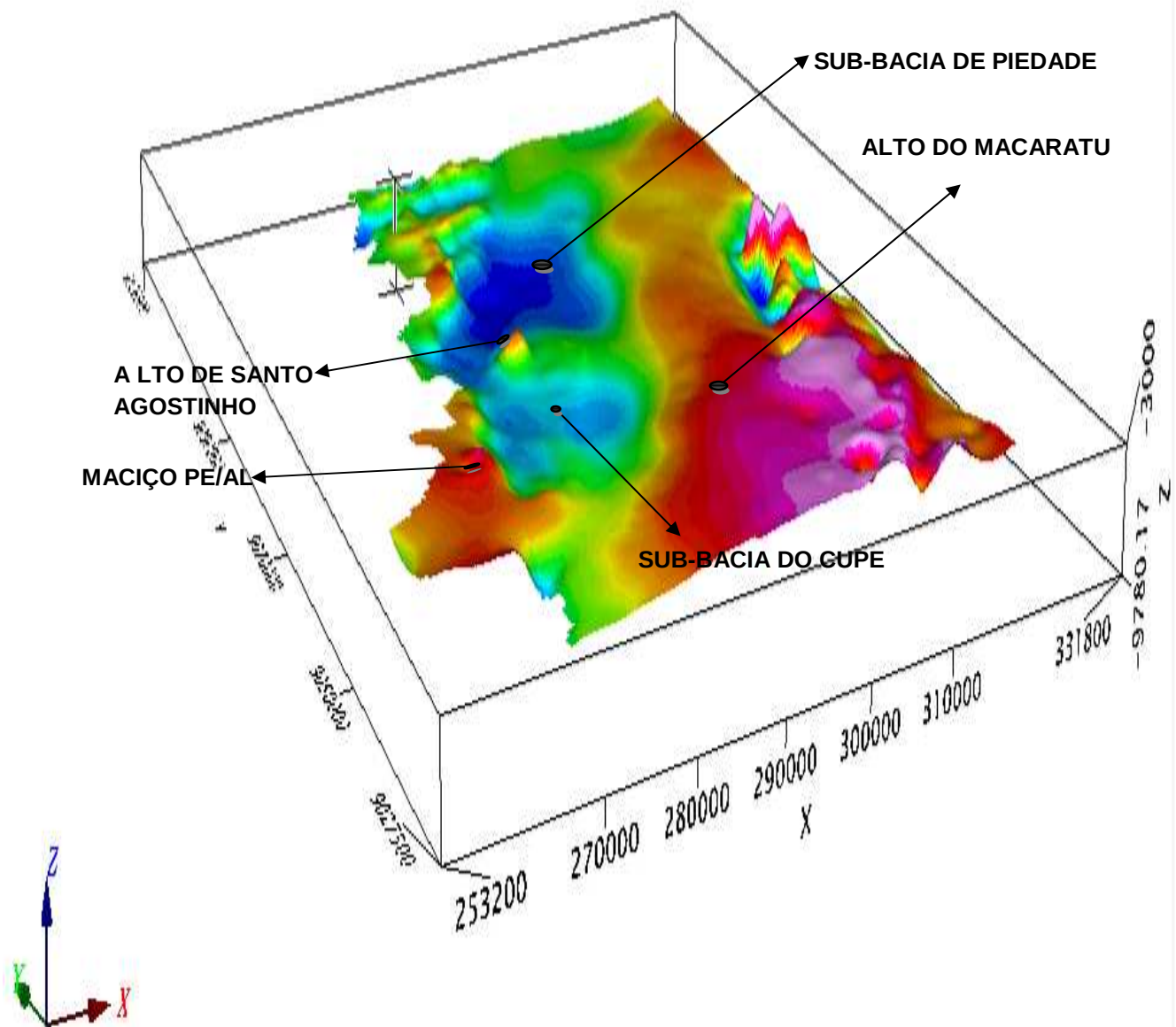


Figura 66 - Modelo gravimétrico 3D do embasamento, obtido através de inversão gravimétrica, destacando os principais domínios estruturais da área de estudo.

A partir da inversão estrutural do embasamento foi gerado o modelo 3 D gravimétrico, o qual teve suas superfícies exportadas para o 2 D, através da extração de perfis gravimétricos (fig.67). O fator de ponderação para a confecção do modelo proposto foi baseado na profundidade do poço do Cupe.

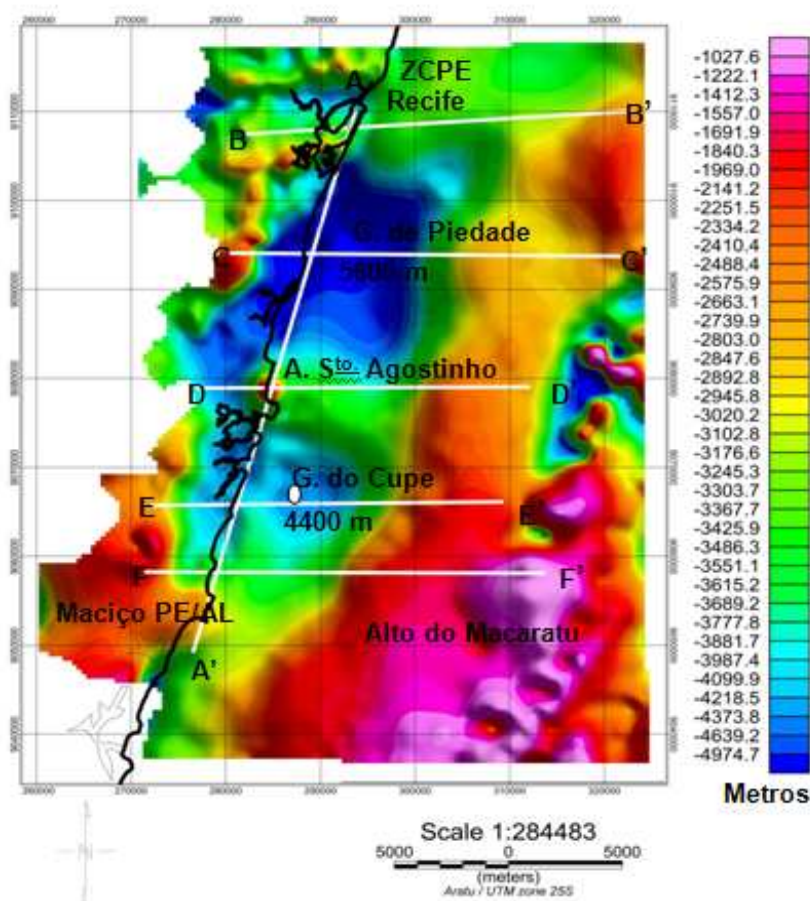


Figura 67 - Modelo obtido para o embasamento cristalino através de inversão gravimétrica, calibrado com profundidades do embasamento, estimadas para a região do gráben do Cupe (poço do Cupe). As profundidades apresentadas em metros correspondem à modelagem 3D. No mapa estão localizadas os perfis gravimétricos nos quais foram elaborados os modelos 2D.

A profundidade estimada para a Sub-bacia do Cupe, onde está localizado o poço 2 CP-01- PE, foi de 3.000m. A partir dessa abordagem verificou-se que na área de depocentro da Sub-bacia de Piedade, a estimativa de sua profundidade foi de 5.600 m e da Sub-bacia do Cupe foi de 4.400 m.

Os resultados da inversão foram avaliados a partir da profundidade conhecida do Poço do Cupe (2 CP-01- PE). O modelo foi satisfatório uma vez que os valores de profundidade do ponto conhecido (poço do Cupe) indicaram uma profundidade para o topo do embasamento pelo menos maior que a real (2980m). Assim, mesmo considerando que apenas um ponto de controle seja insuficiente, ele mostra, mesmo que de maneira geral, coerência no resultado do ponto. Em complemento deve se considerar como ponto de avaliação dos resultados que o contorno das estruturas foram preservadas, comparando-se a aos trabalhos de Almeida (2005) e Oliveira (1994).

5.3 MODELAGEM GRAVIMÉTRICA 2 D

O objetivo da modelagem, em geral, é encontrar um modelo coerente que justifique os dados observados. A existência de mais de um modelo que atenda aos critérios é inerente aos métodos potenciais, essa característica é conhecida como ambigüidade.

Para a modelagem gravimétrica 2 D foi utilizado um software que possibilita a criação e a manipulação interativa de modelos geológicos bidimensionais, permitindo o ajuste dos efeitos calculados a partir do modelo aos dados observados e, possibilitando o teste de diversas soluções alternativas possíveis. Para cada bloco são atribuídos parâmetros como densidade, susceptibilidade magnética, magnetização remanescente e adicionalmente podem ser inseridos dados de velocidade sísmica.

É importante salientar que os modelos crustais baseados em dados geofísicos, assim como qualquer outro, apresentam ambigüidade. Modelos gravimétricos não são únicos, ou seja, para cada curva de dados observados admitem-se várias soluções ou modelos que representam a distribuição litológica e estrutural em subsuperfície, muitas das quais, não são geologicamente possíveis. Assim, a tarefa principal é reduzir esta ambigüidade inserindo no modelo parâmetros físicos e geológicos conhecidos. A distribuição lito-estrutural em sub-superfície pode ser entendida da seguinte maneira: as variações litológicas representam variações na densidade, enquanto variações estruturais geralmente são consideradas como mudança na forma dos blocos dentro do modelo (Mio, 2005).

Os modelos 2D foram construídos a partir de superfícies pré-definidas importadas do modelo 3D obtido em etapa anterior, a saber: anomalia Bouguer (superfície de referência), embasamento gravimétrico invertido (contato entre sedimento-embasamento), o plano de referência da Moho e a topografia/batimetria, estes usados apenas como limite físico para as soluções do embasamento tanto no modelo 2D quanto no modelo 3D a densidade do embasamento foi mantida constante.

5.3.1 Perfis gravimétricos

Foram extraídos 6 perfis (AA', BB', CC', DD', EE' e FF'), distribuídos tanto na porção *onshore* quanto na porção *offshore* para uma melhor interpretação do arcabouço da bacia (fig. 68). Nos modelos gravimétricos 2D, foram adotados os mesmos valores de densidade das superfícies do modelo 3D, isto é, densidades de $2,75 \text{ g/cm}^3$ para o embasamento e 2.2 g/cm^3 para o bloco de sedimento.

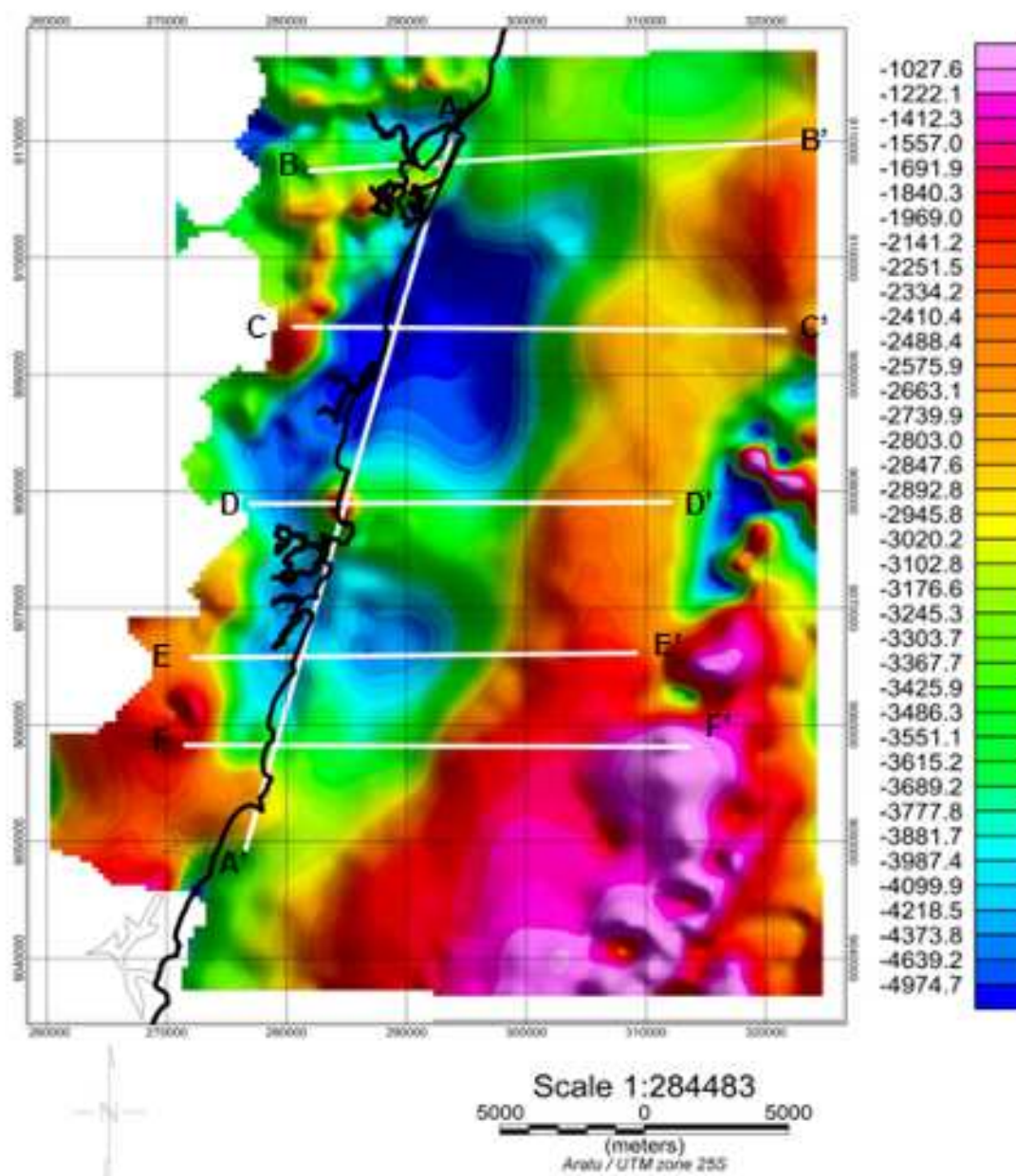


Figura 68 - Mapa do embasamento gravimétrico invertido utilizado para a modelagem 2D, destacando a localização dos seis perfis gravimétricos.

5.3.1.1 Perfil A-A'

O modelo A-A' apresenta 61 km de extensão e direção aproximadamente N-S, mostrando todos os altos e baixos gravimétricos da área em estudo (fig.69 A e B).

Ao norte, o modelo A-A' registra a presença de altos e baixos gravimétricos, possivelmente influenciados pelo alinhamento de pequenas anomalias circulares alojadas ao longo da ZCPE.

A próxima estrutura corresponde a um baixo gravimétrico de valor fortemente negativo, denominado de gráben de Piedade, com profundidades estimadas entre 4.400 a 5.300 metros.

Limitando as duas sub-bacias (Piedade e Cupe), de caráter positivo, encontra-se a feição gravimétrica denominada Alto de Santo Agostinho, cuja densidade foi estabelecida em 2.70 g/cm^3 por Araújo (1994). A modelagem sugere a presença de um corpo de basalto por baixo do granito, para justificar a subida da curva gravimétrica, já que de acordo com as densidades estabelecidas, o granito é menos denso que o embasamento. Esse granito, na verdade se encaixou nesse corpo vulcânico, que é anterior a ele. A densidade do basalto foi de 2.95 g/cm^3 , também indicada por Araújo (*op. cit.*).

Ao sul do Alto de Santo Agostinho encontra-se a sub-bacia do Cupe, com valores anômalos negativos e profundidades estimadas entre 3500 a 4100 metros.

No extremo sul do perfil, destaca-se o alto do Maracatu, estrutura de caráter positivo com profundidade máxima de aproximadamente 3500 metros.

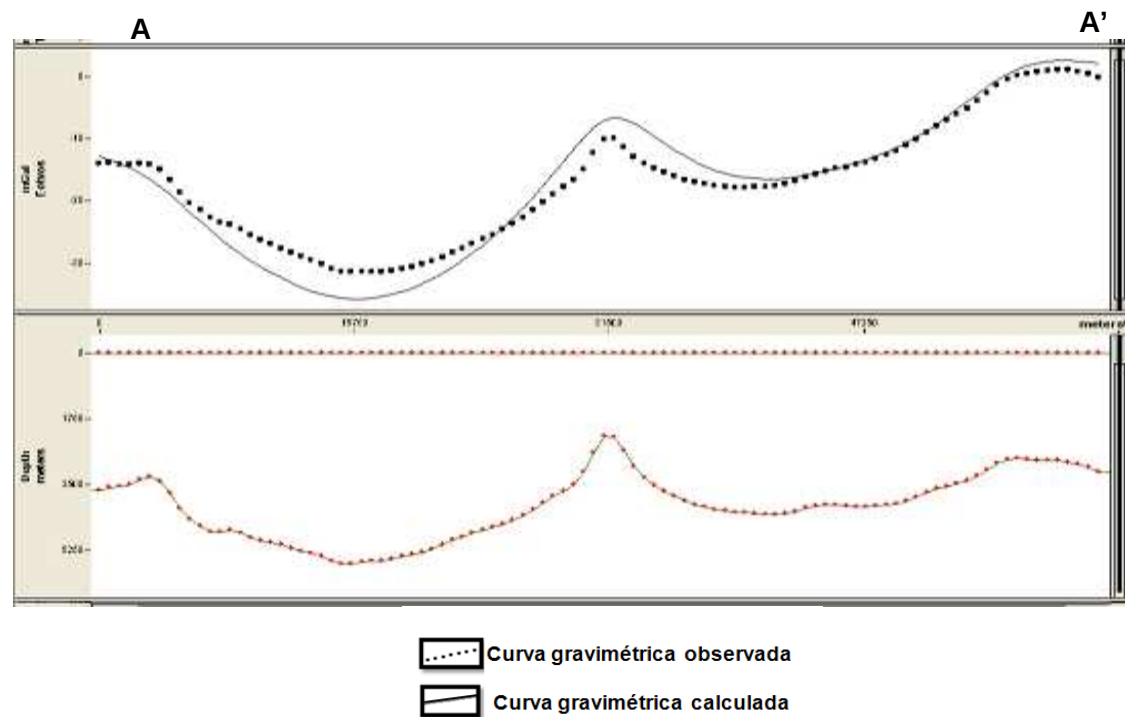


Figura 69-A - Perfil gravimétrico 2 D-AA' extraído do modelo gravimétrico 3D

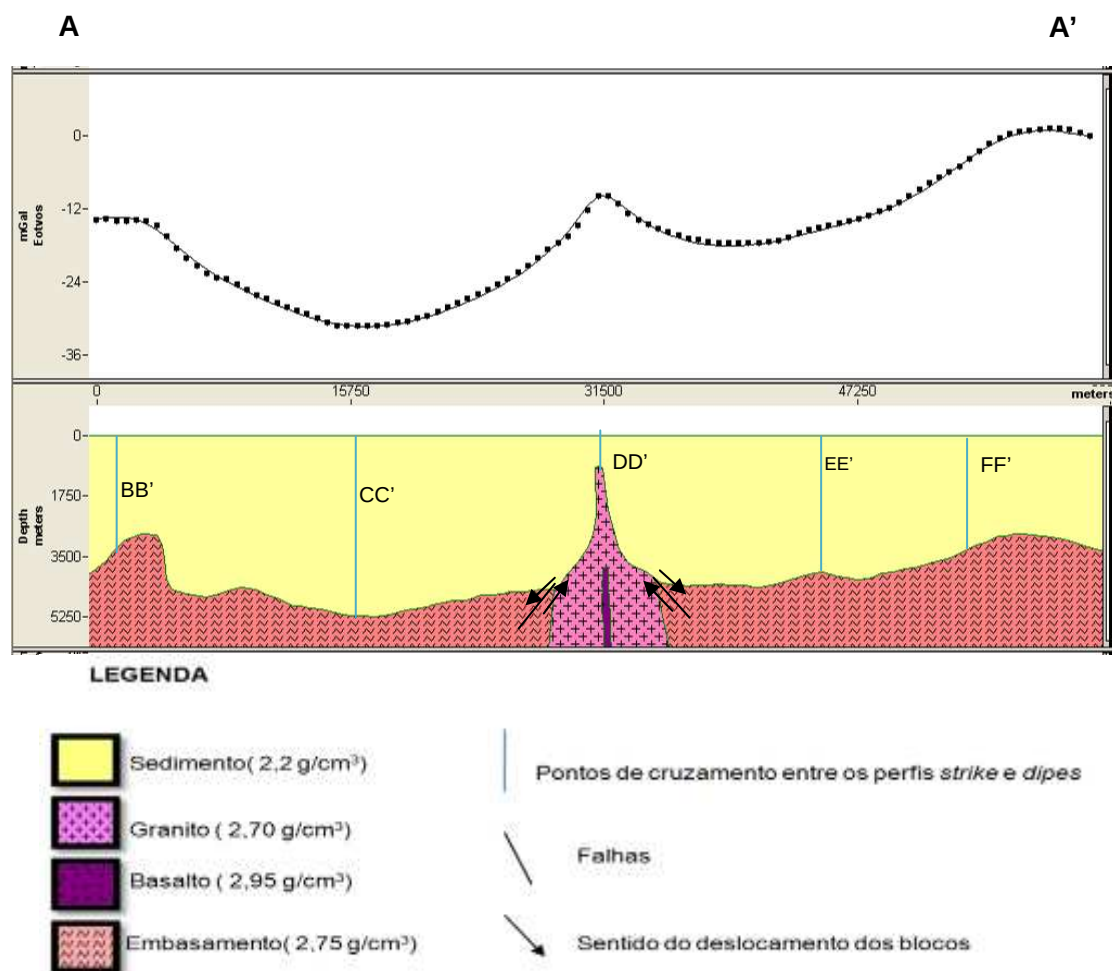


Figura 69-B - Modelo gravimétrico 2 D do Perfil A-A'

5.3.1.2 Perfil B-B'

O modelo B-B' apresenta 39 km de extensão, com direção aproximadamente E-W, estando localizado tanto na porção *onshore* quanto na *offshore*. O perfil apresenta três principais feições gravimétricas (fig.70 A e B).

O início do perfil B-B' mostra altos e baixos gravimétricos, configuração semelhante ao perfil anteriormente discutido, sugerindo que estas feições podem também ter sofrido a influência da ZCPE. No ponto de cruzamento entre o perfil A-A' e B-B' as profundidades são de 3.300 metros para ambos os perfis.

A segunda feição gravimétrica está presente apenas na região *offshore* e é caracterizada por um aumento dos valores de gravidade para este, conforme mostrado na curva observada.

A última feição está associada ao alto do Maracatu, que apresenta os valores gravimétricos mais positivos. Este fato está relacionado à subida do embasamento e/ou a presença de possíveis ocorrências de rochas vulcânicas, e a conseqüente redução da espessura do sedimento nesta área, o que explicaria esta tendência de subida da curva gravimétrica.

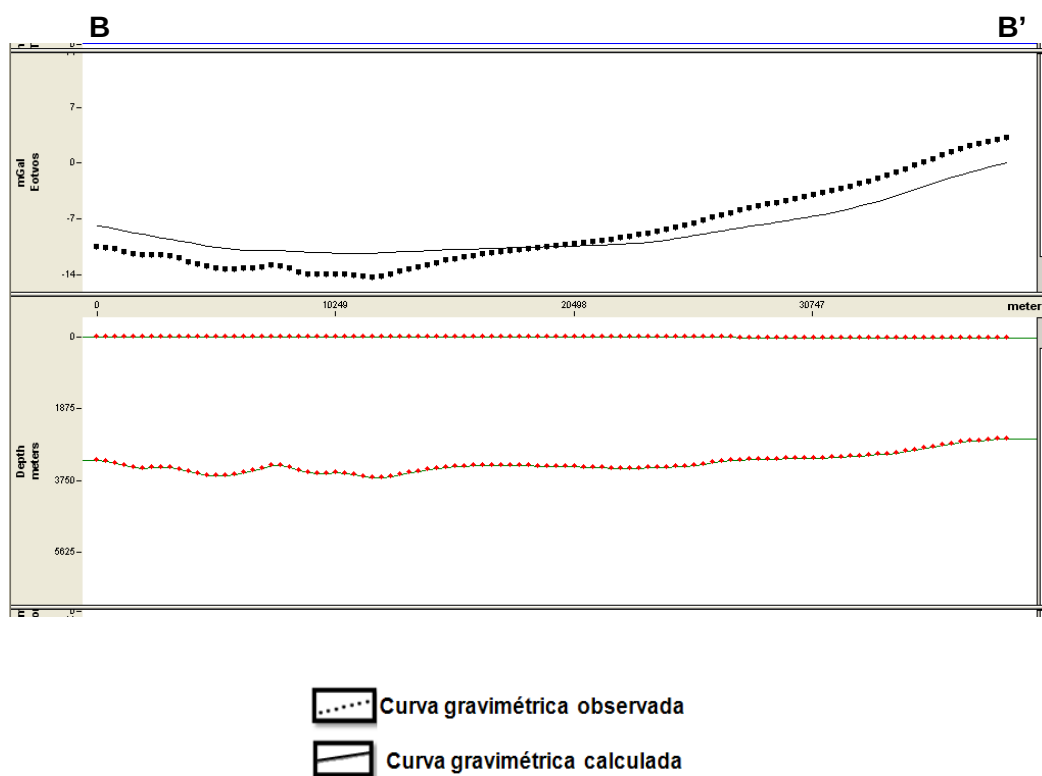


Figura 70-A - Perfil gravimétrico 2 D-BB' extraído do modelo gravimétrico 3D.

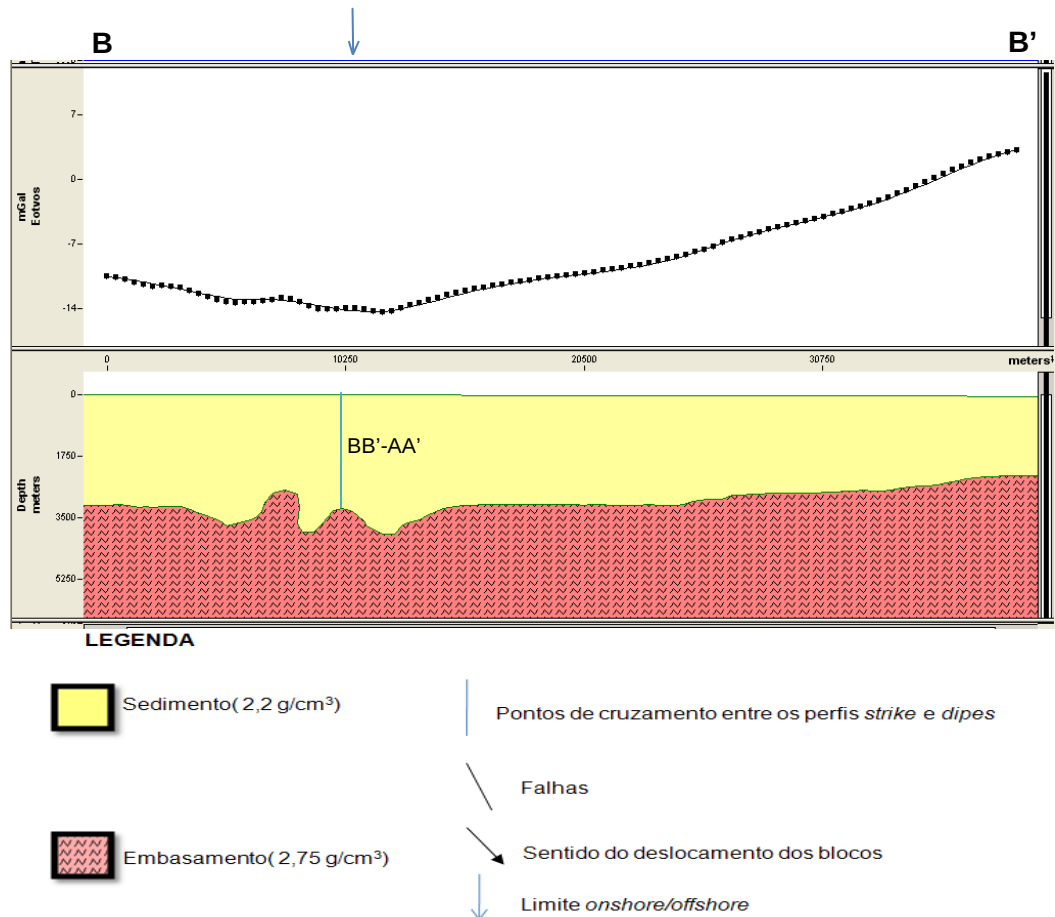


Figura 70- B - Modelo gravimétrico 2 D do perfil B–B'.

5.3.1.3 Perfil C-C'

O modelo C-C' apresenta 39 km de extensão, com direção aproximadamente E-W. Este modelo gravimétrico destaca um baixo estrutural, a sub-bacia de Piedade, apresentando os valores gravimétricos mais negativos de toda a área. Este baixo caracteriza um gráben rebaixado por um sistema de falhas de normais ou de gravidade, e limitado por um horst. A maior profundidade calculada para a sub-bacia de Piedade foi de 5.400 metros (fig. 71 A e B). No ponto de cruzamento entre os perfis A-A' e C-C', têm-se os mesmos valores de profundidade de aproximadamente 5.200 metros.

O final do perfil mostra aumento nos valores da curva de gravidade, respondendo pelo alto do Maracatu, que representa valores mais positivos da área.

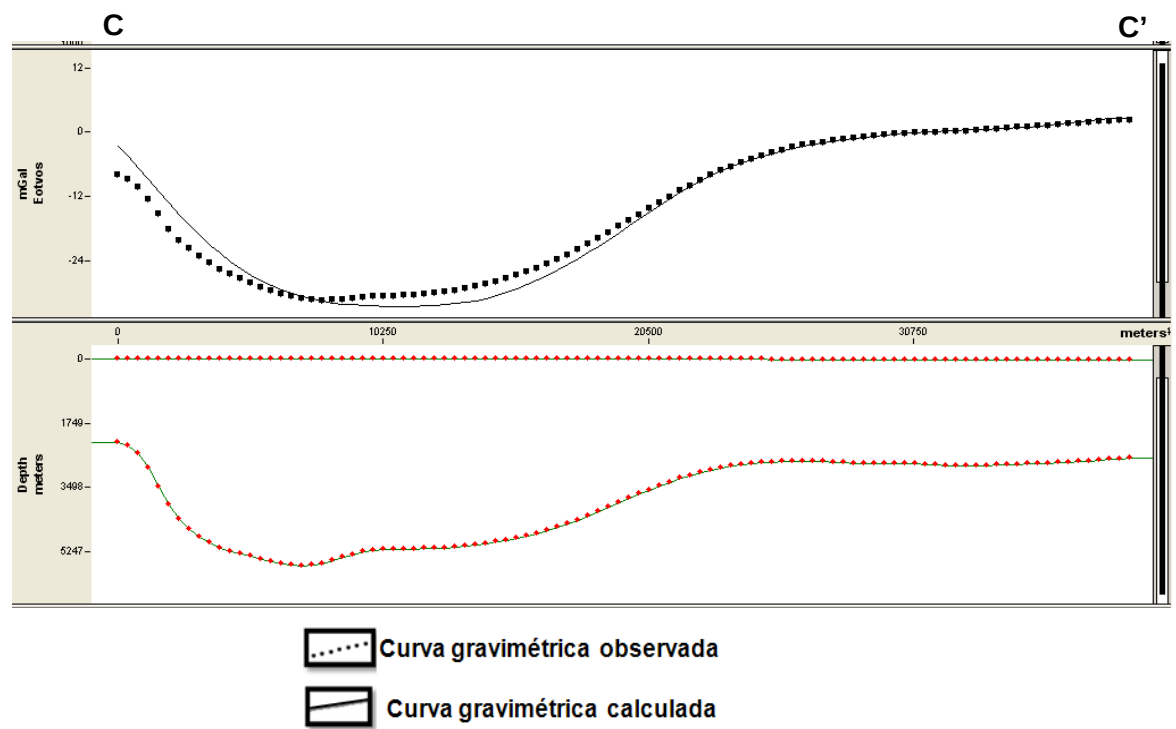


Figura 71-A - Perfil gravimétrico 2 D-CC' extraído do modelo gravimétrico 3D.

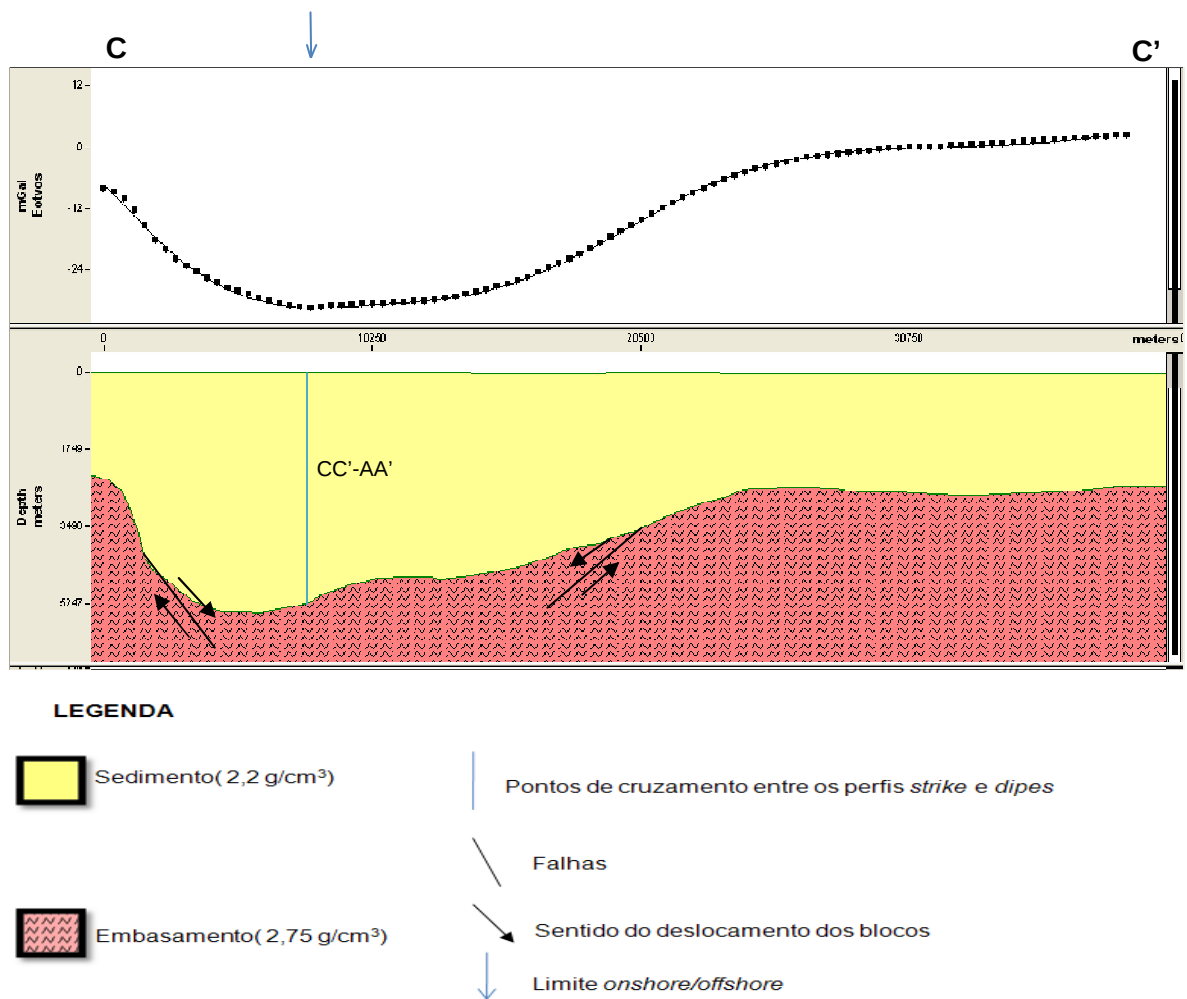


Figura 71- B - Modelo gravimétrico 2 D do perfil C –C'.

5.3.1.4 Perfil D-D'

O modelo gravimétrico D-D' tem 33 km de extensão e direção E-W, estando situado nas porções *onshore* e *offshore*. O modelo obtido mostra basicamente as seguintes feições estruturais: o granito do Cabo, com densidade de 2.7 g/cm^3 . Como o valor de densidade do granito do Cabo é semelhante ao embasamento, justifica-se a subida da curva gravimétrica devido à influência do basalto subjacente com densidade 2.95 g/cm^3 , e do contraste entre o granito e o sedimento. Apesar de o modelo mostrar o basalto no centro do granito, segundo a geocronologia, esse basalto teria se formado anterior a esse granito, e só posteriormente esse granito teria se encaixado no basalto. A modelagem suporta o prolongamento do granito para oeste, conforme defendido por Araújo (1994). O fim do perfil é marcado por uma subida do embasamento. A profundidade máxima indicada no modelo é de 4.100 metros e o valor de profundidade no ponto de encontro entre o modelo AA' e DD' é de 1.100 metros (fig. 72 A e B).

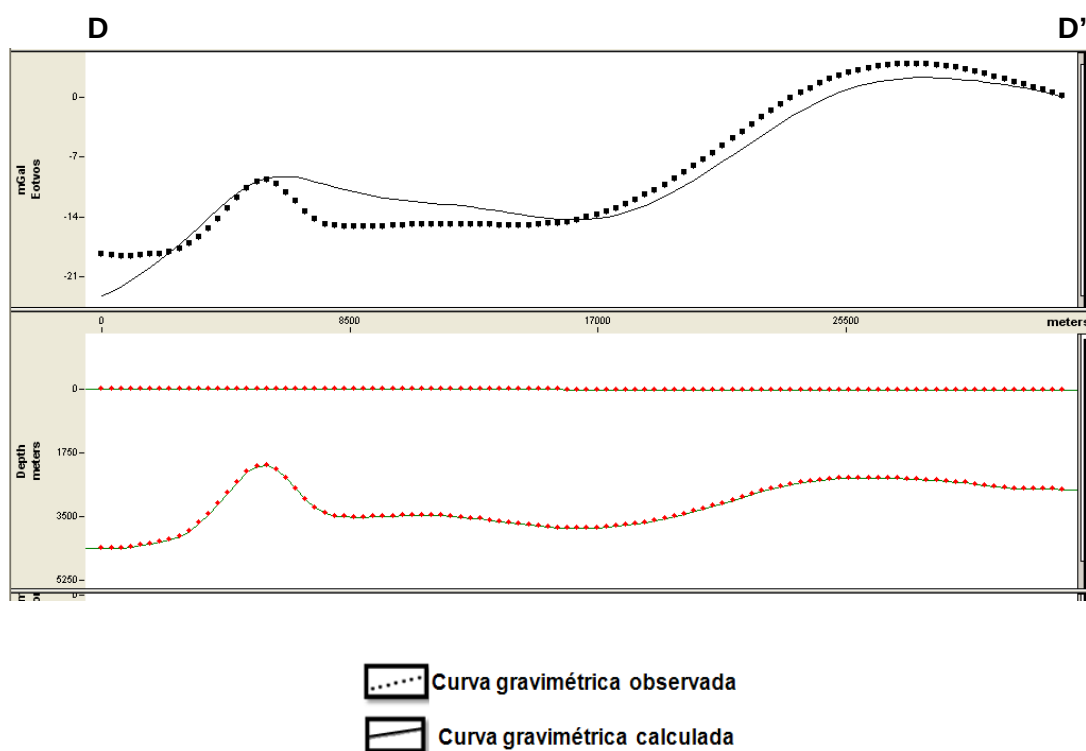


Figura 72-A - Perfil gravimétrico 2 D-DD' extraído do modelo gravimétrico 3 D

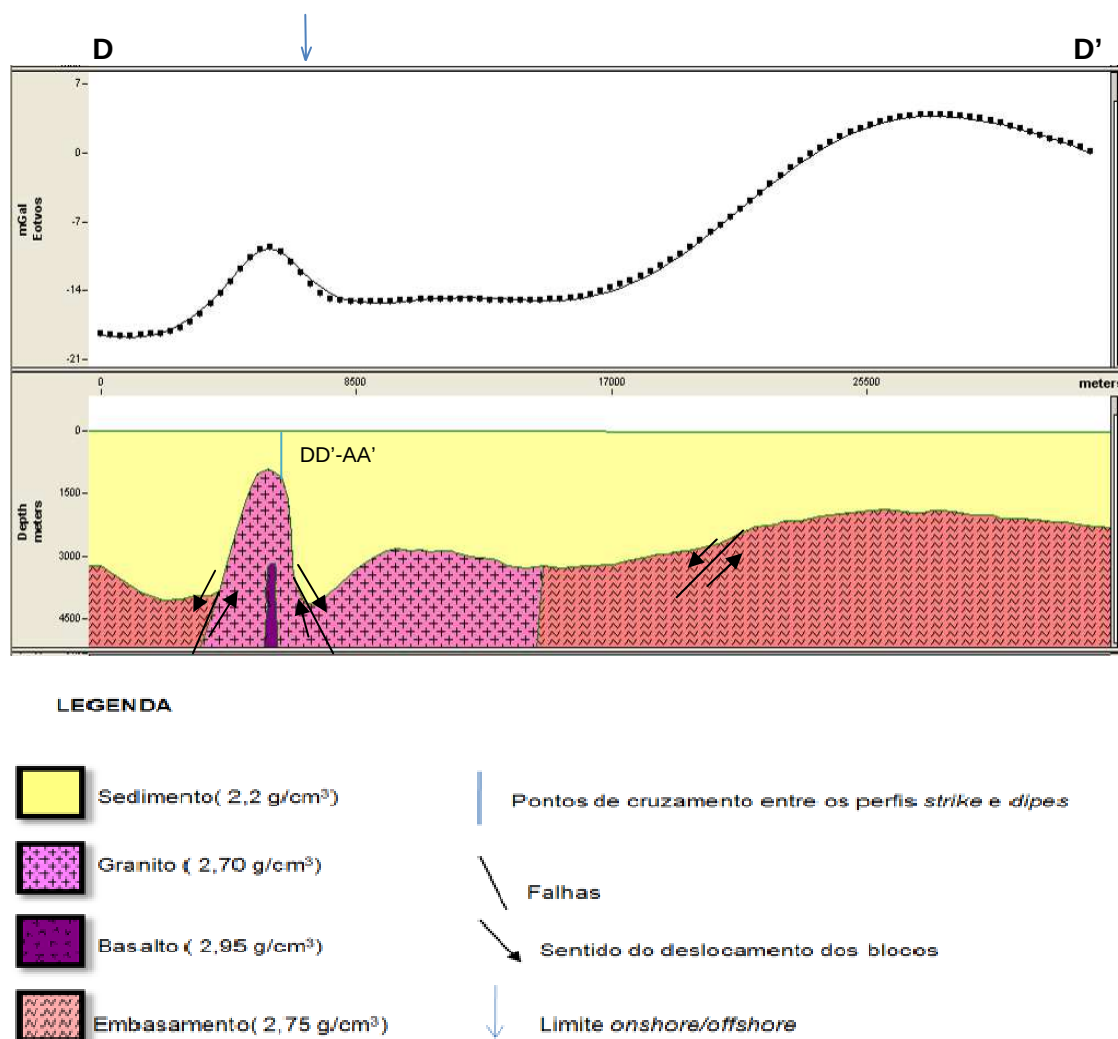


Figura 72-B - Modelo gravimétrico 2 D do perfil D –D'.

5.3.1.5 Perfil E-E'

O modelo E-E', apresenta 37 km de extensão, com direção aproximadamente E-W, sendo também estendida para a porção *offshore*. Este modelo ressalta um baixo estrutural, o gráben do Cupe, de caráter negativo, limitado por um horst. Sua maior profundidade é de 4.300 metros (fig.73 A e B).

Respondendo aos valores mais positivos da área, destaca-se o alto do Maracatu, mostrando uma grande elevação da curva de gravidade, seja por conta da subida do embasamento ou pela presença de vulcânicas na área.

Os valores de profundidade dos perfis A-A' e E-E', no ponto de cruzamento apresentam os mesmos valores de profundidade, que fica em torno de 4.000 metros.

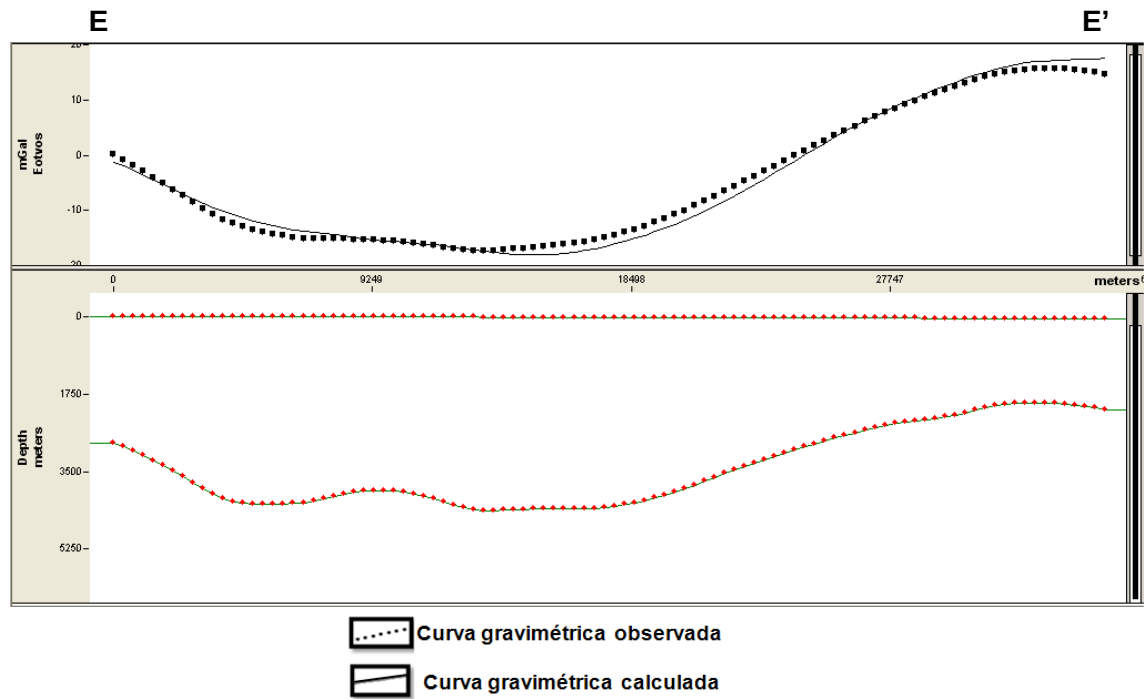


Figura 73-A - Perfil gravimétrico 2 D-EE' extraído do modelo gravimétrico 3D

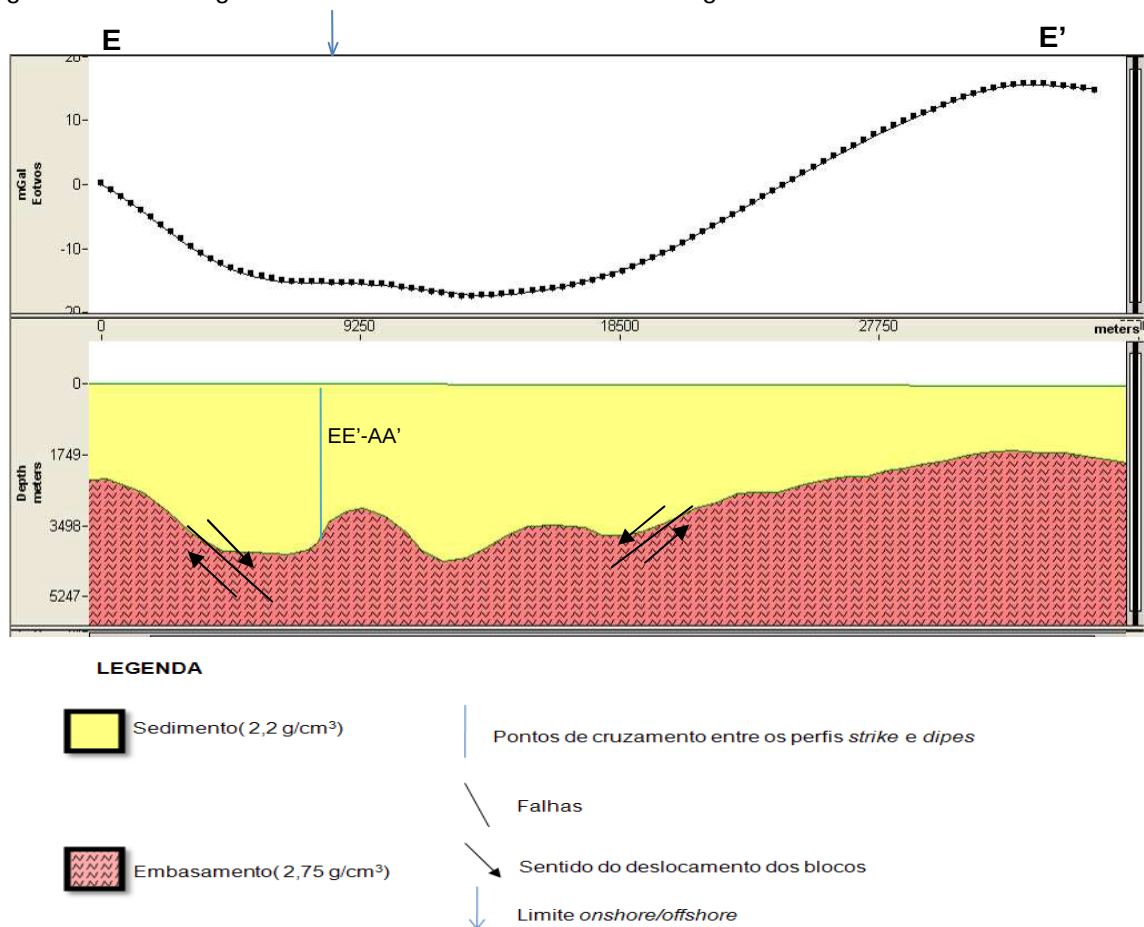


Figura 73- B - Modelo gravimétrico 2 D do perfil E –E'.

5.3.1.6 Perfil F - F'

O modelo F-F' apresenta 42 km de extensão e direção W-E. Assim como os demais perfis também está inserido tanto em terra como em mar (Fig. 74). Considerado o limite sul da Bacia de Pernambuco, ressalta inicialmente um baixo estrutural, controlado por falhas normais ou de gravidade, assemelhando-se a um gráben. Em contrapartida, entre o centro e o final do perfil é observado um alto estrutural, o alto do Maracatu, com valores fortemente positivos.

Para um melhor ajuste da curva gravimétrica optou-se por inserir no modelo uma rocha vulcânica, o basalto de densidade de $2,95 \text{ g/cm}^3$, indicada por Araújo (1994) (fig.74 A e B).

Os valores de profundidade dos perfis A-A' e F-F', no ponto de cruzamento, apresentam os mesmos valores de profundidade, que fica em torno de 3.500 m. A maior profundidade encontrada no perfil foi de 3.900 metros.

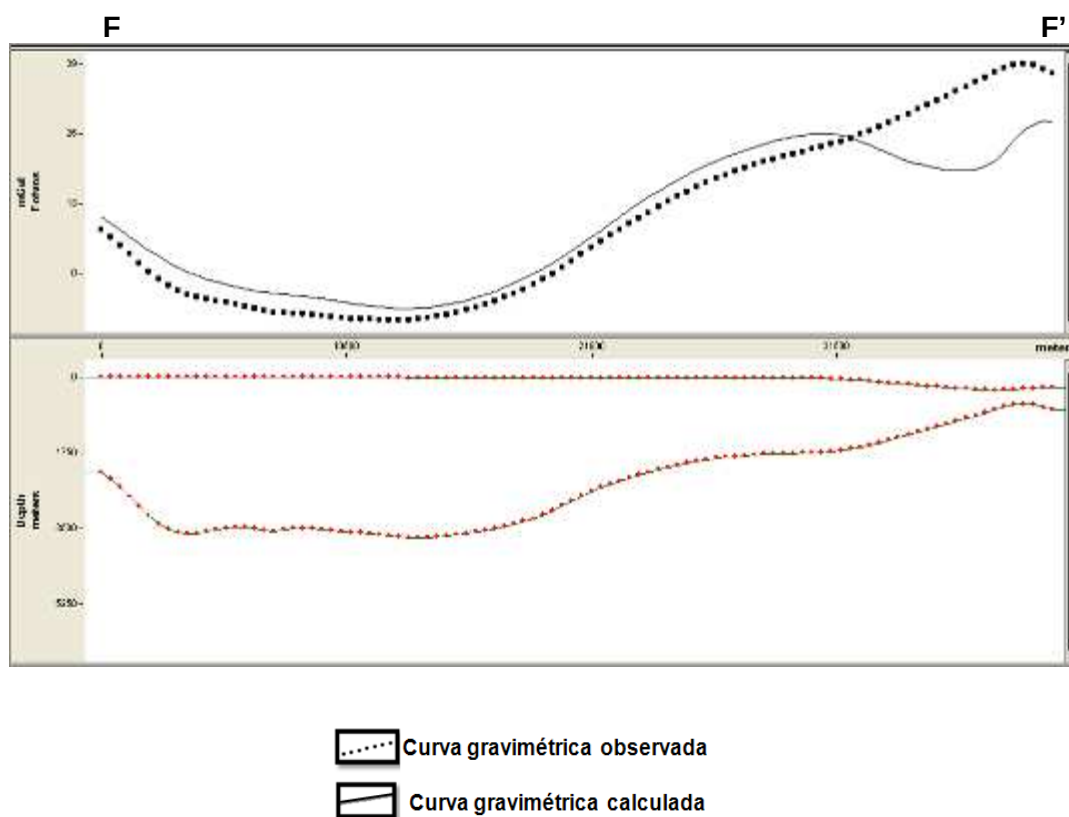


Figura 74-A - Perfil gravimétrico 2 D-FF' extraído do modelo gravimétrico 3D

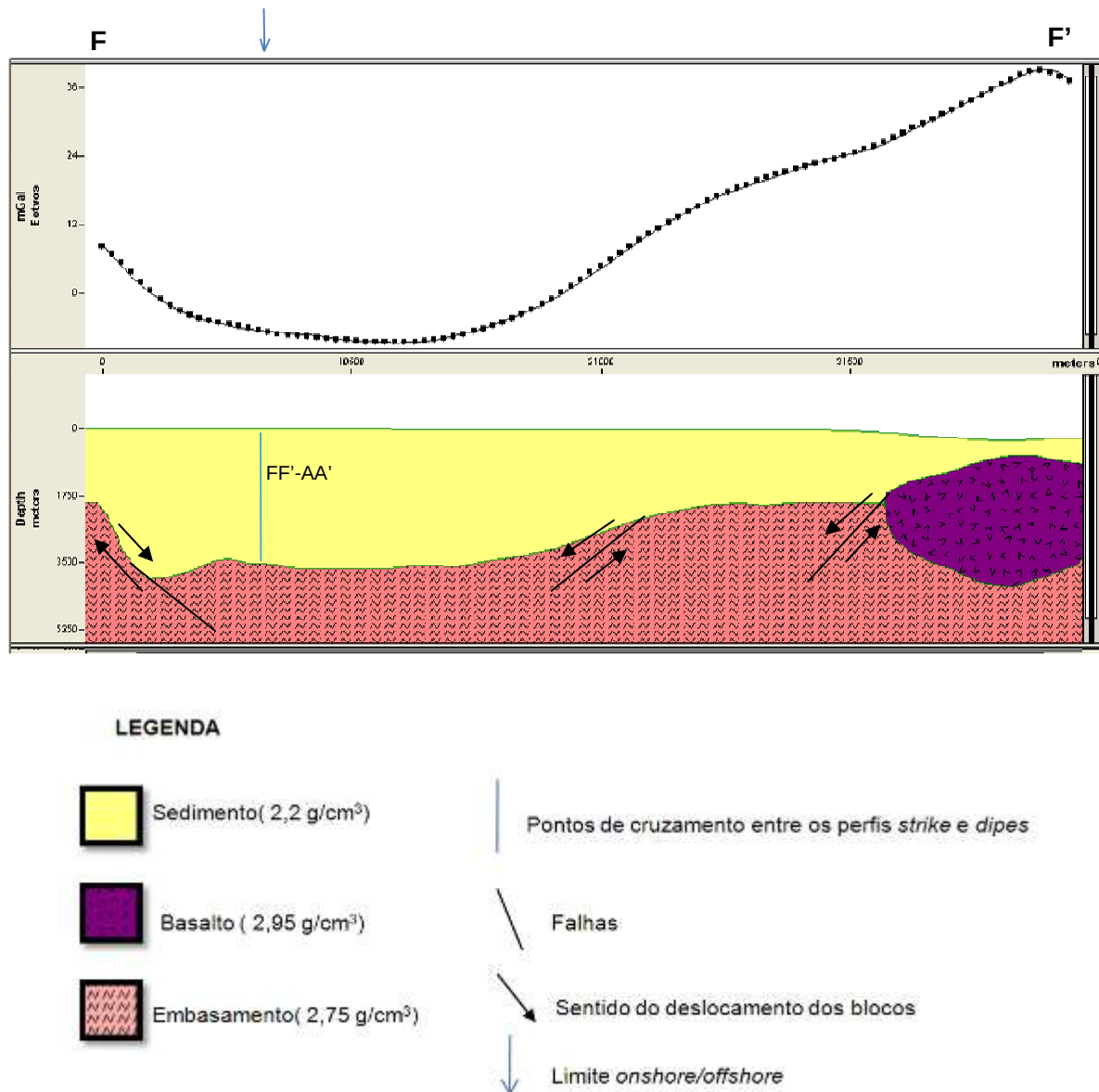


Figura 74 B - Modelo gravimétrico 2 D do perfil F – F'.

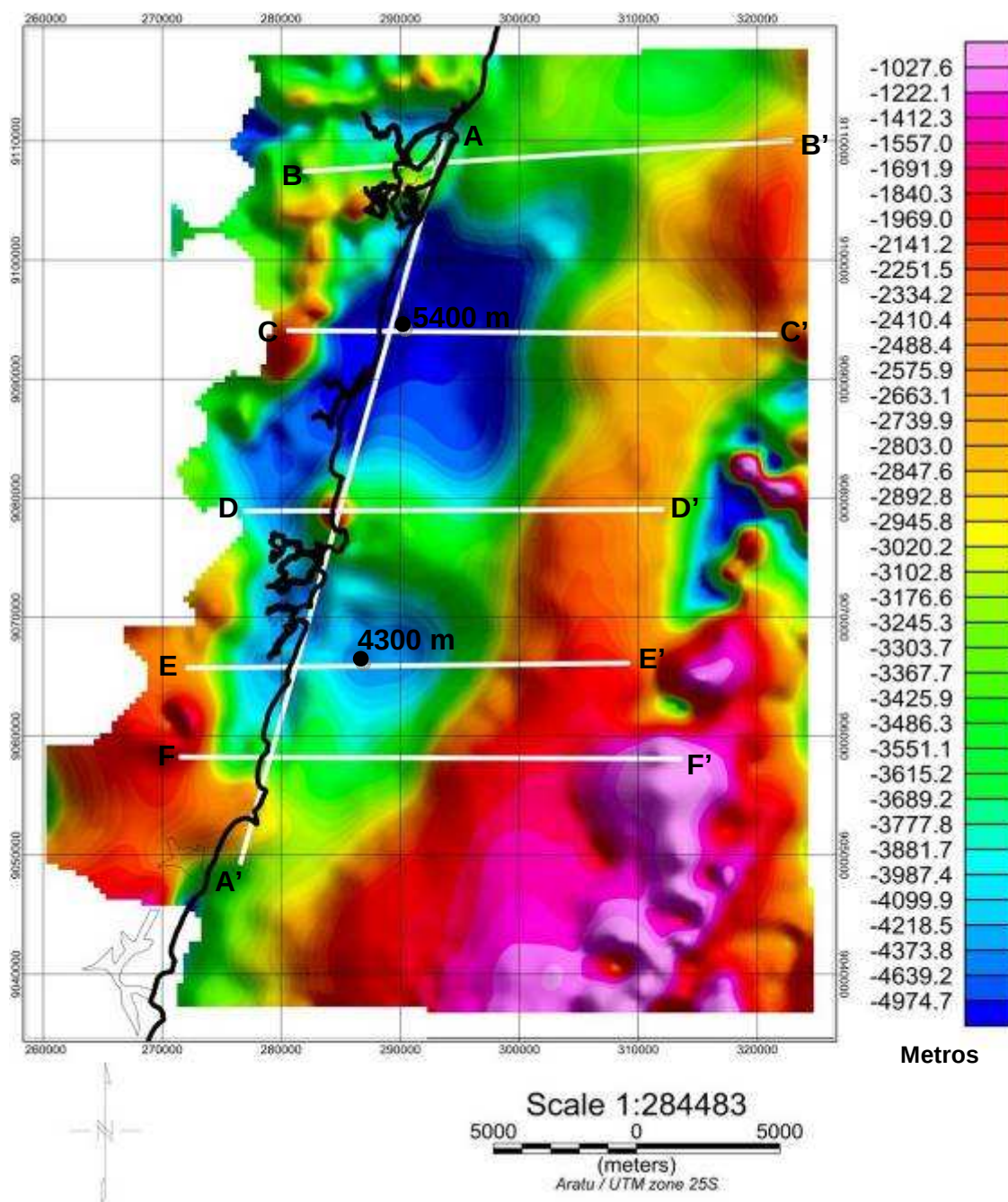


Figura 75 - Modelo obtido para o embasamento cristalino através de inversão gravimétrica, calibrado com profundidades do embasamento, estimadas para a região do gráben do Cupe (poço do Cupe), bacia costeira. As profundidades apresentadas em metros correspondem à integração dos modelos 2D e 3D. No mapa estão localizadas os perfis gravimétricos nos quais foram elaborados os modelos 2D.

A profundidade anteriormente estimada para a Sub-bacia do Cupe, onde está localizado o poço 2 CP-01- PE, era de 3.000m. A partir dos perfis gravimétricos 2D, verificou-se que na área do depocentro da Sub-bacia do Cupe a nova profundidade foi estimada em 4.300 m. Na Sub-bacia de Piedade a estimativa de profundidade foi de 5.400 m.

CAPÍTULO VI

CONCLUSÕES

Os dados de altimetria por satélite permitiram o reconhecimento de algumas estruturas descritas na literatura, como a continuação para o mar dos grábens de Piedade e Cupe, a existência da Sub-Bacia do Platô de Pernambuco, observado no seu limite W, com o Alto do Maracatu.

Os filtros Gaussiano (regional e residual), de continuação para cima e *low pass* (passa baixa) aplicados neste trabalho apresentaram bons resultados, no que concerne das principais estruturas gravimétricas da área. No mapa de anomalia residual foi possível delinear os principais padrões de falhas encontradas na Bacia de Pernambuco.

A presença de falhas de transferência (NW-SE e E-W) e de gravidade (N-S) indicam um movimento de distensão da crosta continental na fase rifte da formação da Bacia de Pernambuco.

A modelagem gravimétrica 3D definiu o contorno basal do embasamento cristalino, apresentando ainda resultados bastante satisfatórios em relação à geometria das duas sub-bacias, Piedade e Cupe, e do limite oeste da sub-Bacia do Platô de Pernambuco (Alto do Maracatu), além de fornecer a superfície do embasamento cristalino para a modelagem 2D. Os modelos 2D gerados forneceram a espessura do pacote sedimentar nas duas principais sub-bacias em estudo. A sub-Bacia de Piedade apresentou uma profundidade máxima de 5.400 m de profundidade e a sub-Bacia do Cupe com 4.300 m de profundidade.

Assim, a integração entre os modelos gravimétricos 3D e 2D, apresentaram em geral similaridade quanto à profundidade dos principais baixos gravimétricos da área, resultando em ajuste simples do modelo 3D para o 2D.

Contudo, essas profundidades encontradas para as sub-bacias de Piedade e Cupe, poderiam ser maiores. Estudos anteriores na área confirmaram a presença de basalto em Boa Viagem (Batista, 1984 *apud* Rand, 1986), próximo a sub-Bacia de Piedade encontrado em um poço artesiano, Araújo (1994) mapeou a região do Cabo de Santo Agostinho, onde estão presentes as rochas vulcânicas e também encontrou basalto. Neste trabalho foi

observado que a influência do basalto nos modelos poderia vir a mascarar os valores reais de profundidade dessas sub-bacias.

A exploração de hidrocarbonetos em Pernambuco pode ser promissora frente às profundidades encontradas nas sub-bacias, mas ainda é prematuro afirmar diante das limitações dos dados de altimetria por satélite.

De uma forma geral, os dados de satélite, aqui trabalhados, resultaram em dados satisfatórios para o desenvolvimento desta pesquisa, contudo, quando se buscou uma análise de maior detalhe, foi observada certa deficiência dos dados em questão, que pôde ser visualizado na baixa resolução do mapa de anomalia residual, comprometendo a localização e a interpretação das anomalias mais rasas.

Recomendam-se estudos complementares objetivando um maior aprofundamento do conhecimento sobre esses dados, e propõe-se, outros tratamentos a fim corrigir essa deficiência apresentada na pesquisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alheiros, M.M., & Ferreira, M.G.V.X. 1989. Considerações sedimentológicas e estratigráficas sobre a Formação Cabo, Pernambuco. *Revista brasileira de geociências*. Vol.19(1): 17-24.

Almeida C. B. 2003. Mapeamento geológico da região do Engenho Sibiró - Porto de Galinhas (litoral sul, PE): contribuição à estratigrafia e à tectônica da Sub-Bacia de Pernambuco. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, UFRN. Relatório de Graduação, 96p.

Almeida, C.B., Cruz, L.B., Jardim de Sá, E.F., Vasconcelos, P.M.P., Medeiros, W.E. 2005b. Tectônica e relações estratigráficas na Sub-bacia de Pernambuco, NE do Brasil: contribuição ao conhecimento do Rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, (13)2: 167-180.

Alves, E.C. & Costa, M.P.A. 1986. Interpretação sismoestratigráfica da porção norte do Platô de Pernambuco e suas possíveis correlações com a bacia Pernambuco Paraíba. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia. Anais, 1: 286-297.

Araújo, R.D., 1994. Levantamento Geofísico nos arredores do Granito de Santo Agostinho. Relatório de Graduação. Universidade Federal de Pernambuco.

Barbosa, José Antônio., Lima Filho, M. F. , Neumann, Virginio Hm Lopes ., Neto, J.C.J ; Araújo, J.A.A . Potencial Exploratório das bacias da Paraíba e da Plataforma de Natal, NE do Brasil. In: Rio Oil and Gas, 2008, Rio de Janeiro. Rio Oil & Gas - Expo and Conference. Rio de Janeiro, 2008.

Barbosa, José Antônio; Lima Filho, M. F., Pereira, P.J.F. Dente de um picnodontiforme (Actinopterygii, Neopterygii) da Formação Estiva, Cenomaniano-Turoniano da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil, 2008. *gaea - Journal of geoscience*, vol. 4, n. 2, p. 43-48.

Campelo, F.M.A.C. 2004. Formação Cabo, Afloramento da Praia de Guadalupe: Caracterização de um potencial reservatório para hidrocarboneto. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, 131p.

Cobra, R.Q. 1960. Geologia da região do Cabo de Santo Agostinho. Belo Horizonte, 70 p. Tese (Doutoramento). Faculdade de Filosofia da Universidade de Minas Gerais.

Correia, P.B., 1986. Geofísica e Sedimentologia da Região de També (PE) e Pedras de Fogo (PB). Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, 152 p.

Cruz, L.R. 2002. Mapeamento geológico da região de Cabo (PE), Sub-Bacia de Pernambuco. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 74 p.

Dobrin, M. B. 1976. Introducción a la Proyección Geofísica. Barcelona. Ediciones Omega. 245p.

Ferreira, F., 2007. Geofísica Aplicada I. Fonte: <http://www.geologia.ufpr.br/graduacao/geofisica2007/geofisicaaolicada1.pdf> Acesso em 18 de janeiro de 2009.

França, L. F. O., Motta, J. A., Silva, L., Silva, E.P., 2008. Avaliação dos dados gravimétricos do satélite Topex, através do processamento de sinal gravimétrico e modelagem 2D nos baixos estruturais de Piedade e Cupe (Bacia Pernambuco) “onshore” e “offshore”. In: 44º Congresso Nacional de Geologia. Curitiba.

GEOSOFT 2007. *Magmap 2-D frequency domain processing*. GEOSOFT Inc., Toronto, Canada. 34 p.

Jardim de Sá. E.F., Cruz, L.R., Almeida, C.B., Medeiros, W.E., Moreira, J.A.M., Figueiredo, E.M. 2004. Tectônica Pós-Rifte na Sub-Bacia da Paraíba, Nordeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá. *Boletim de Resumos*, em CD-Rom.

Jardim de Sá. E.F., Silva, F. C. r A., Lima Filho, M. F. ; Antunes, A. F., Cruz, L. R., Almeida, C. B., Nascimento, M. A.L., Guedes, I. M. G., Frutuoso Junior, L. J., Souza, Z. S., Neumann, V. H. L. . 2003. As Relações de Borda da Seqüência Rifte na Sub-Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. In: II Congresso Brasileiro de P & D em Petróleo e Gás, 2003, Rio de Janeiro.

Kegel W. 1959. O conglomerado do Cabo. Univ. Recife, Esc. Geol., Arq., 1:23-36.

LAGESE, 2003. Relatório do Projeto Pernambuco-Paraíba. Relatório interno. UFPE/DGEO/LAGESE.

Lima Filho, M. F., Barbosa, J. A., Neumann, V.H., Souza, E.M., 2005. Evolução estrutural comparativa da Bacia de Pernambuco e da Bacia da Paraíba. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos - SNET, 5, Curitiba. *Boletim de Resumos Expandidos*, 45-47.

Lima Filho, M.F., 1998. Análise Estrutural e Estratigráfica da Bacia Pernambuco. Tese de Doutorado. IG/USP, São Paulo. 139p.

Lima Filho, M. F. & Szatmari, P. 2002. Ar-Ar Geochronology of volcanic rocks of the Cabo magmatic province (CMP) – Pernambuco Basin. In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, Belém. Resumos 2: p.59.

Levantamento gravimétrico aéreo. Fonte: <http://www.sgl.com>. Acesso em 18 de janeiro de 2009.

Liandrat, E., Boa Hora, M. P. P., Moraes, R. A. V. 1989. Resultados dos Levantamentos aeromagnetométricos *offshore* no litoral brasileiro entre Salvador e João Pessoa. In Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1, SBGF, Rio de Janeiro, Anais V2: 626-629.

Lillie, R.J., 1999. Whole Earth Geophysics. New Jersey: Prentice Hall. 361p.

Luiz, J. G., Silva, L. M. C. 1995. Geofísica de Prospecção. Belém: Universidade Federal do Pará; Cejup.

Mapa Geológico da área de estudo. Fonte: CPRM, 2001.

Castro, D. L., Medeiros, W. E., Jardim de Sá, E. F., Moreira, J. A. M., 1998. Gravity map of part of Northeast Brazil and adjacent continental margin and its interpretation based on the hypothesis of isostasy. *Revista brasileira de Geofísica*. Vol. 16(2/3): 115-130.

Matos, R.M.D. 1999. *History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa*. In: CAMERON, N. R.; BATE, R. H.; CLURE, V. S. (eds.). *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. Geol. Soc. Spec. Publ., 153: p. 55- 73.

Mio, E., 2005. Modelagem crustal da Bacia de Santos pela integração de métodos geofísicos. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro (SP), Dissertação de Mestrado, 94 p.

Mishra, D. C., Arora, K. & Tiwari V.M., 2004. Gravity anomalies and associated tectonic feature over the Indian Peninsular Shield and adjoining ocean basins. *Tectonophysics*, 379, 61-76.

Modelo de gravímetro marítimo. Disponível em: <http://www.lacosteromberg.com>
Acesso em 18 de janeiro de 2009.

Motta, J.A., Araújo, R.D., Lima Filho, M.F., 1996. Análise Geológica- Gravimétrica do Cabo de Santo Agostinho. In: Cong. Bras. Geologia, 40., Salvador. Vol.2.: 364-366.

Nascimento, M.A.L. 2003. Geologia, geocronologia, geoquímica e petrogênese das rochas ígneas cretácicas da província magmática do Cabo e suas relações com as unidades sedimentares da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, PPGG-UFRN, Tese de Doutorado, 235 p.

Nascimento, M. A. L.; Souza, Z. S.; Lima-Filho, M.F.; Jardim de Sá, E. F.; Cruz, L. R.; Frutuoso Jr., L.J.; Almeida, C. B.; Antunes, A. F.; Silva, F. C. A.; Guedes, I.M.G. 2004. Relações estratigráficas da Província Magmática do Cabo, Bacia de Pernambuco, Nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos UFPE*, v. 14, p. 3-19.

Nóbrega V.A. & Lima Filho M.F. 2003. Estudo diagenético da sucessão de rochas siliciclásticas do poço 2-CPE-1-PE: uma contribuição aos reservatórios da Formação Cabo. *Estudos Geológicos*, 13:76-89.

Oliveira, R.G., 1994. Levantamento Gravimétrico da área sedimentar da região metropolitana do Recife. In: Projeto SINGRE – Série Cartografia Temática, 2., 38p.

Parker, R.L., 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 31: 447-455.

Rand, H.M. 1967 - Estudos geofísicos na faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Bol. Soc. Bras. Geol.* 16(1) 87-99.

Rand, H. M. 1976. Estudos geofísicos na faixa litorânea ao Sul de Recife. Tese de Livre Docência. Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 112 p.

Rand, H. M. 1986. Anomalias gravimétricas em redor do Recife. In: Estudos e Pesquisas, UFPE/ DEMI., 8:79-85.

Rosmorduc, V., J. Benveniste., O. Lauret., M. Milagro., N. Picot, 2006. Radar Altimetry Tutorial, J. Benveniste and N. Picot Ed., <http://www.altimetry.info>.

Rocha, D. E. G. A., Oliveira, R.G., 2003. Sistema de informações geoambientais da região metropolitana do Recife. In: Programa de Gestão Territorial., 45-62 p.

Sasagawa, G., Crawford, W., Eiken, O., Nooner, S. Stenvold, T., and Zumberge, M., 2003. Seafloor gravimeter, *Geophysics*, 68, 544-553.

Sandwell, D. T. & Smith, Walter, H. F., 1997. Marine Gravity anomaly from Geosat and ERS1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical research.*, 102, 10,039-10,054.

Sandwell, D. T. & Yale, M.M., 1998. What are the limitations of satellite altimetry? THE LEADING EDGE. 4 p.

Silva, E. P. 2008. Interpretação sísmica e modelamento magnetométrico e gravimétrico 2D e 3D de corpos vulcânicos localizados na Sub-Bacia do Platô de Pernambuco – uma contribuição à sua evolução tectono-estratigráfica. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, 102 p.

Silva Junior, J. S., 2003. O Gravímetro Digital Scintrex e sua Aplicação em Levantamentos Gravimétricos de Alta Precisão. In: XI Evento de Iniciação Científica da UFPR, Curitiba. Anais do XI Evento de Iniciação Científica da UFPR. Curitiba : Editora da UFPR.

Vasconcellos, R.M., 1994. Geofísica em levantamentos geológicos. CPRM, Rio de Janeiro, 172p.

ANEXOS

Anexo I – Metodologia de densidade pelo método de mercúrio.

Anexo II – Metodologia de densidade para rocha dura, litificada ou consolidada (= pascal)

Anexo III – Metodologia de determinação do peso específico dos grãos.

ANEXO I – METODOLOGIA DE DENSIDADE PELO MÉTODO DE MERCÚRIO.

Para se obter a densidade da rocha a partir de mercúrio devemos seguir os passos seguintes:

- 1º) Inicialmente deve-se pesar a plataforma de petri nº01(tara);
- 2º) Enche totalmente o becker com o mercúrio;
- 3º) Coloca-se sobre a plataforma de petri nº02 e passa a placa para extravasar o mercúrio (o qual é descartado), restando no becker a quantidade exata de mercúrio que preenche todo o recipiente, o qual deve ser colocado sobre a plataforma do petri 01;
- 4º) Coloca-se a amostra dentro do recipiente, pressionando-se com a placa dentro até a sua submersão, recolhendo o material extravasado;
- 5º) Pesa-se a plataforma de petri 01 com o mercúrio -Pm (peso do mercúrio extravasado)
- 6º) Sabendo que a densidade do mercúrio é igual a 13,6 calcula-se a massa do mercúrio (Mm), dividindo-se o peso do mercúrio extravasado (PM) pela sua densidade (Dm):

$$Mm = Pm/Mn$$

- 7º) Pesa-se a amostra (Pa)

- 8º) Encontra-se finalmente a densidade da amostra (Da), dividindo seu peso (Pa) pela massa, onde sua massa (Ma) é igual a (Mn), já calculada;

Logo:

$$Da = Pa/Mn$$

OBSERVAÇÕES: A rocha da qual se quer saber a densidade, deve ser representada por no mínimo 7 (sete) amostras. A descrição acima é aplicada para cada amostra, fazendo-se o somatório das densidades e tirando a média, a qual represente a densidade da rocha.

ANEXO II – METODOLOGIA DE DENSIDADE PARA ROCHA DURA, LITIFICADA OU CONSOLIDADA (= pascal)

Através de a metodologia descrita a seguir, poderemos calcular a massa específica seca, a massa específica saturada e a porosidade aparente de uma rocha dura. Inicialmente, deve-se seguir as seguintes etapas:

1. Coleta e identificação da amostra
2. Deve-se seguir um padrão de distribuição regular (malha regular) ou irregular.
3. A rocha deve apresentar os seguintes tipos: ser uma rocha fresca, representativa, cuja dimensão deverá ser três vezes maior que o maior cristal da amostra.
4. Ao chegar ao laboratório esta deverá ser devidamente etiquetada até o seu momento de preparação para as análises.
5. Preparação da amostra: quebra ou corte no tamanho ideal, lavagem e escovação das sub-amostras e secagem.
6. Análises: Inicialmente em um recipiente contendo água, leva-se as sub-amostras à imersão durante 24h. Depois utilizando uma balança com centésimo de grama, realiza-se a pesagem submersa e em seguida enxugando-se ligeiramente as sub-amostras, retirando penas o excesso de água para realizar a pesagem úmida; em seguida, leva-se as sub-amostras à estufa à 85°C por 24h, para que as mesmas sequem e depois se faz a pesagem seca, registrando todos os resultados em tabela específica.
7. Colocam-se os dados obtidos num programa desenvolvido no Excel para os cálculos desejados, obtendo os resultados em seguida, ou, se preferir realiza-se o cálculo manualmente ou com auxílio da calculadora (ver fórmulas para o cálculo na observação abaixo).

Fórmulas usadas para os cálculos:

- Massa específica seca (pascal):
$$\text{pascal} = \frac{A}{(B-C)} (\text{kg/m}^3) = \text{Densidade da rocha}$$

- Massa específica aparente saturada (pasat):
$$\text{pasat} = \frac{B}{(B-C)} (\text{kg/m}^3)$$

- Porosidade aparente (η_a): $\eta_a = \frac{(B-A)}{(B-C)} \times 100 \text{ (kg/m}^3\text{)}$

OBSERVAÇÕES: a rocha da qual se quer determinar os parâmetros físicos descritos, deve ser representada por no mínimo 6 (seis) sub-amostras, sendo usados no laboratório entre 7 (sete) e 10 (dez) sub-amostras. A descrição acima é aplicada para cada sub-amostra, fazendo-se o somatório dos resultados e tirando a média destes, a qual representa os resultados adotados para a rocha.

Esta metodologia segue o modelo transcrito na NBR 12.766, da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT).

ANEXO III – METODOLOGIA DE DETERMINAÇÃO DO PESO ESPECÍFICO DOS GRÃOS.

Determinação do peso específico dos grãos (baseando-se na NBR: 06508) – Etapas seguidas:

1. Destorroamento ou desagregamento dos grãos: no almofariz quebra-se a amostra com a mão de grau, aplicando-se uma força suficiente para desagregar os grãos sem quebrá-los.
2. Coloca-se na cápsula de alumínio, deixando em seguida na estufa numa temperatura entre 105 e 110°C, por no mínimo 12h, sendo o tempo usado no laboratório de 24 h com a finalidade de eliminar a umidade das amostras. Deve-se lembrar de numerar as cápsulas onde serão colocadas as amostras já destorroadas.
3. Retirada às amostras da estufa, passa na peneira 10 (de abertura da malha 2mm) e desprezam-se os grãos que ficaram retidos na peneira.
4. Anota-se a temperatura do ambiente e o número do picnômetro na tabela
5. Pesa-se o picnômetro (peso P1), coloca-se o funil no picnômetro e em seguida tara a balança. Adiciona-se 10 g da amostra no picnômetro. Anota-se o peso da amostra + o peso do picnômetro (= peso P2).
6. Adiciona-se água destilada até atingir a proporção do dobro da altura da amostra que está o picnômetro, ou seja, o volume do picnômetro terá 1/3 de amostra (10g), 2/3 de água mais um espaço vazio.

7. Retira-se o ar presente entre os grãos com a bomba de vácuo, mexendo-se a mistura água+amostra, por 10 minutos.
8. Completa-se o restante do volume do picnômetro com água destilada, pesando o conjunto em seguida (peso P3).
9. Retira-se todo o material do picnômetro, desprezando-o. Lava-se e o picnômetro, enxuga-o com o papel toalha; adiciona-se água destilada em todo o volume e anota-se o peso (P4).

10. Calcula-se a densidade real dos grãos pela fórmula:

$$D_{\text{real}} = \frac{P2 - P1}{(P4 - P1) - (P3 - P2)}$$

OBS: 1) Desenvolvendo-se a fórmula acima para o peso específico da amostra utilizada 10 g, podemos calcular D_{real} direto pela fórmula:

$D_{\text{real}}: 10 / (P4 - P3 + 10)$
--