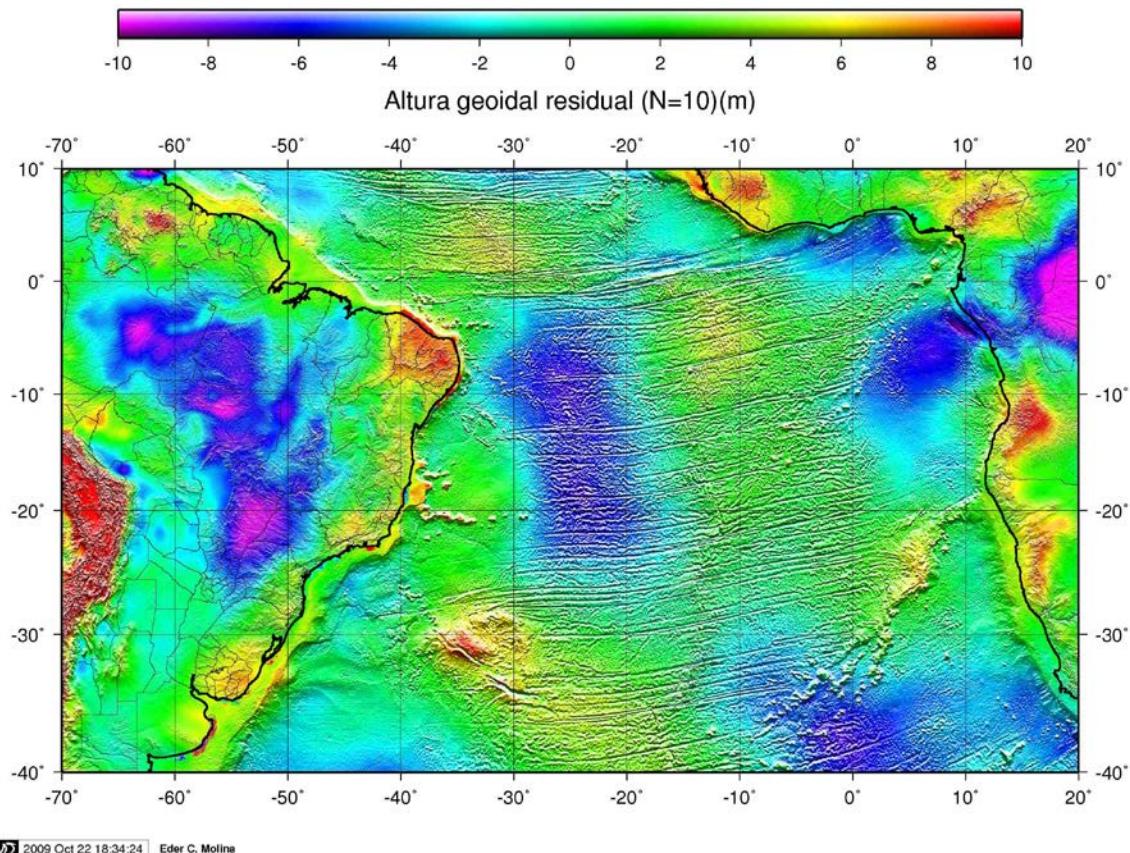


O uso de dados de missões geodésicas de altimetria por satélite e gravimetria marinha para a representação dos elementos do campo de gravidade terrestre



GMD 2009 Oct 22 18:34:24 Eder C. Molina

Eder Cassola Molina

Tese de livre-docência

IAG-USP

2009

RESUMO

Os dados de altimetria por satélite vêm revolucionando o conhecimento do campo de gravidade nos oceanos há mais de duas décadas, e seu uso é imprescindível para a modelagem dos diversos elementos a ele associados. A grande disponibilidade de dados de alta precisão e densa distribuição geográfica permite a utilização da gravimetria na caracterização das principais feições do assoalho oceânico e na exploração de hidrocarbonetos. O uso conjunto destes dados com dados de gravimetria marinha permite resolver o problema da representação precisa dos elementos do campo de gravidade nas regiões costeiras, onde o sinal dos altímetros sistematicamente sofre uma perda de precisão. O presente trabalho descreve de forma detalhada todas as etapas do uso de dados de derivada direcional ao longo das trilhas de satélite calculados a partir das alturas da superfície do mar obtidas por diversos satélites e dados de gravimetria marinha para a estimativa da altura geoidal e anomalia ar-livre na superfície dos oceanos utilizando a colocação por mínimos quadrados. Utilizando-se dados das missões geodésicas dos satélites ERS-1, GEOSAT e SEASAT e levantamentos de gravimetria marinha do *National Geophysical Data Center* e de instituições nacionais foram elaborados modelos de anomalia ar-livre e altura geoidal para a região do Atlântico Sul com uma resolução espacial de $2' \times 2'$. A comparação dos resultados obtidos com os modelos globais de anomalia ar-livre mais recentes mostra boa concordância e sugere uma melhoria na recuperação da intensidade do sinal relativo às feições do assoalho oceânico com o uso integrado dos dados, particularmente em regiões costeiras, indicando a potencialidade do uso deste método para a investigação da plataforma continental e áreas adjacentes.

Palavras-chave: altimetria por satélite, altura geoidal, anomalia ar-livre, colocação por mínimos quadrados, gravimetria.

ABSTRACT

The satellite altimetry data has improved the knowledge of the Earth's gravity field since the 1970's, and their use is essential for calculating the gravity field elements over oceanic areas. The great availability of high precision data with dense geographic distribution allows the use of the gravity methods in the characterization of the main features of the oceanic floor and in the exploration of hydrocarbons. The combined use of satellite altimetry data and marine gravity information allows the representation of the gravity field elements in the coastal regions, where the signal of the altimeters systematically suffers a loss of precision. The present work describes with details all the stages of the use of directional derivative data of sea surface heights collected by diverse satellites and marine gravity surveys to obtain the geoid height and free-air anomaly all over the oceanic surface using the least squares collocation. Using the geodesic missions of satellites ERS-1, GEOSAT and SEASAT, and surveys of marine gravity from the National Geophysical Center Date and from national institutions, models of free-air anomaly and geoid height had been elaborated for the region of the South Atlantic (70W/20E/40S/10N) with a 2'x2' resolution. The comparison of these obtained models with the most recent global models of free-air anomaly shows good agreement between them and suggests an improvement in the recovery of the intensity of the gravity signal associated to the oceanic floor features present in the region, particularly in coastal regions, indicating the potentiality of using this method for geophysical investigation of the continental platform and adjacent areas.

Keywords: satellite altimetry, free-air anomaly, least squares collocation, gravity

AGRADECIMENTOS

Expresso meus profundos agradecimentos:

À família maravilhosa com a qual o Senhor me abençoou, que sempre me apoiou em todas as circunstâncias: “Molinão” e “dona Olga”, dona Márcia, Edenise, Dennis, Valmir, Edilson, Rita, Letícia, Patrícia, Edson e Soraya, Erika, Aiche, André, Arthur e Enzo;

Ao amigo Fernando Brenha Ribeiro, que, sempre perguntando pelo final da tese, acabou por me forçar a concluir-a (“e essa tese, sai ou não sai???”);

Aos professores com quem eu tive o privilégio de aprender durante toda a minha vida profissional: Mesquita, Robert, Roberto, Naomi, Leila, Marcia, Berrocal, Remy, Denizar, Chico, Fujimori, Wladimir, Suzanne, Carla, Enzo, Piero, Giuliani, Carla, Boczko, Amaury, Paulo, Nélio, Igor, Melfi, e em particular ao prof. Nelsi, que há exatos 25 anos me orientou em minha primeira medição do valor da aceleração de gravidade;

Aos amigos: “Captain” Tércio Ambrizzi, Marcelo Skywalkman, Flávio DJ, Pinga, Chico, Roberto, Philip, Enos, Marcia “Imbu” Pina;

Aos amigos que conviveram no laboratório de Gravimetria e Geomagnetismo durante estes anos, sempre prontos a ajudar: Carlão, Henrique, Victor, Gustavo, Everton, Marcelo Lopes, Roberta, Alessandra, Andrezin, Lessa, Daiane, Léo, Marquinhos;

Ao companheiro de percalços computacionais Fernando Serrano Paolo, pela inestimável ajuda e confiança em nossa parceria;

Às entidades financiadoras FAPESP, CNPq e FINEP, pelos auxílios financeiros que permitiram a compra e manutenção dos equipamentos indispensáveis para este trabalho;

A Paul Wessel e Walter Smith, que estiveram sempre receptivos a discussões e sugestões sobre programas computacionais, técnicas de processamento de dados e resultados obtidos; Karen Marks, pelo fornecimento de dados e pelas discussões; Per Knudsen, pelo compartilhamento de programas e dados, e pelo apoio e sugestões freqüentes; Carl Christian Tscharting, pelo fornecimento de dados e programas; Steve Nerem, pelos coeficientes de modelos geopotenciais; Dietmar Muller, pelos dados e discussões; Luiz F. Braga e Marcopolo Boa Hora, pelo fornecimento dos dados do projeto EQUANT; ao pessoal do Centro de Computação Eletrônica da USP, que por várias vezes ajudaram a resolver inúmeros problemas técnicos durante a leitura e conversão de dados; à Diretoria de Hidrografia Nacional, pela cessão dos dados do LEPLAC;

Às meninas da secretaria, Teca e Virgínia, por todo o apoio, paciência e amizade;

Ao pessoal de apoio técnico do IAG, cujo serviço permite o bom andamento das pesquisas: o pessoal da biblioteca, da secretaria, da gráfica, de convênios, da tesouraria, da seção de graduação, da seção de pós-graduação, dos colegiados e de serviços gerais;

Ao pessoal da informática, Cristina, Roger, Paulo, Walquiria, Edilson, Dennis, Leonardo, e em especial ao Marco Antonio Claro, pelo cuidadoso trabalho que realizam;

Às “governantas”, pelo cafezinho que por muitas vezes me manteve acordado;

Àqueles cujos nomes deveriam estar aqui, mas que, por um motivo ou outro, foram injustamente esquecidos neste momento (mil perdões!!!);

À Aline Cristina, do ON, pela perseverança em me "incentivar" a gerar o pdf desta tese...

E ao incentivo dos alunos, com os quais eu tanto aprendi e espero continuar aprendendo...

*“Ah, isso aqui é fácil, é um delta gravitacional,
que junta com este outro delta gravidade,
com G maiúsculo, e dá estes delta com o número
três invertido no C elevado à potência zero...”*
**Arthur “Joey” Molina, filósofo contemporâneo,
discorrendo sobre as fórmulas (5.1) e (5.2)**

“Assim somos nós, nem você sem mim, nem eu sem você”
Tristão e Isolda

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Elementos do campo de gravidade	5
Figura 4.1 – Distribuição de dados brutos de gravimetria marinha disponíveis na região de estudo. As cores indicam o valor da anomalia ar-livre observada.	16
Figura 4.2 – Distribuição de dados corrigidos de gravimetria marinha utilizados neste trabalho. As cores indicam o valor da anomalia observada. O processo de correção está descrito em Molina (1996).	17
Figura 4.3 – Representação geográfica de uma trilha da missão ERS-1-GM e distribuição dos valores de SSH ao longo da trilha. Triângulos vermelhos indicam valores brutos, e quadrados azuis indicam valores após a edição e correção dos dados.	22
Figura 4.4 – Representação geográfica de uma trilha da missão GEOSAT-GM e distribuição dos valores de SSH ao longo da trilha. Triângulos vermelhos indicam valores brutos, e quadrados azuis indicam valores após a edição e correção dos dados.	25
Figura 4.5 – Representação geográfica de uma trilha da missão GEOSAT-ERM e distribuição dos valores de SSH ao longo da trilha para as diversas passagens do satélite. Os pontos azuis representam a média das diversas trilhas representadas em preto. A figura inferior é uma ampliação do recorte indicado em vermelho na figura superior.	26
Figura 4.6 – Representação geográfica de uma trilha da missão SEASAT e distribuição dos valores de SSH ao longo da trilha. Triângulos vermelhos indicam valores brutos, e quadrados azuis indicam valores após a edição e correção dos dados.	28
Figura 4.7 – Anomalia de altitude fornecida pelo EGM2008 expandido até grau e ordem 360.	30
Figura 4.8 – Anomalia ar-livre fornecida pelo EGM2008 expandido até grau e ordem 360.	31
Figura 5.1 – Alguns registros contendo os dados brutos referentes às missões ERS-1-GM, GEOSAT-GM e SEASAT.	34
Figura 5.2 – Dados brutos dos pontos de altimetria fornecidos pela missão ERS-1-GM. As cores dos pontos indicam o valor da medida bruta de SSH.	35
Figura 5.3 – Dados brutos dos pontos de altimetria fornecidos pela missão GEOSAT-GM. As cores dos pontos indicam o valor da medida bruta de SSH.	36
Figura 5.4 – Dados brutos dos pontos de altimetria fornecidos pela missão SEASAT.	

As cores dos pontos indicam o valor da medida bruta de SSH.	37
Figura 5.5 – Dados corrigidos dos pontos de altimetria fornecidos pela missão ERS-1-GM. As cores dos pontos indicam o valor da medida corrigida de SSH.	40
Figura 5.6 – Dados corrigidos dos pontos de altimetria fornecidos pela missão GEOSAT-GM. As cores dos pontos indicam o valor da medida corrigida de SSH.	41
Figura 5.7 – Dados corrigidos dos pontos de altimetria fornecidos pela missão SEASAT. As cores dos pontos indicam o valor da medida corrigida de SSH.	42
Figura 5.8 – Distribuição de todos os pontos utilizados neste trabalho. As cores dos pontos no caso das missões de satélite indicam o valor da medida corrigida de SSH. Os pontos corrigidos de navio indicam anomalia ar-livre e estão representados em cor preta.	44
Figura 5.9 – Distribuição das trilhas ascendentes e descendentes da missão ERS-1-GM.	46
Figura 5.10 – Distribuição das trilhas ascendentes e descendentes da missão GEOSAT-GM.	47
Figura 5.11 – Distribuição das trilhas ascendentes e descendentes da missão SEASAT.	48
Figura 5.12 – Distribuição das derivadas direcionais da SSH total ao longo das trilhas da missão ERS-1-GM. As cores dos pontos indicam o valor da derivada da SSH.	50
Figura 5.13 – Distribuição das derivadas direcionais da SSH total ao longo das trilhas da missão GEOSAT-GM. As cores dos pontos indicam o valor da derivada da SSH.	51
Figura 5.14 – Distribuição das derivadas direcionais da SSH total ao longo das trilhas da missão SEASAT. As cores dos pontos indicam o valor da derivada da SSH.	52
Figura 5.15 – Distribuição das derivadas direcionais residuais da SSH ao longo das trilhas da missão ERS-1-GM. As cores dos pontos indicam o valor da derivada residual da SSH.	54
Figura 5.16 – Distribuição das derivadas direcionais residuais da SSH ao longo das trilhas da missão GEOSAT-GM. As cores dos pontos indicam o valor da derivada residual da SSH.	55
Figura 5.17 – Distribuição das derivadas direcionais residuais da SSH ao longo das trilhas da missão SEASAT. As cores dos pontos indicam o valor da derivada residual da SSH.	56
Figura 5.18 – Distribuição dos dados de gravimetria marinha disponíveis na área utilizada para o cálculo das covariâncias empíricas da anomalia ar-livre.	57
Figura 5.19 – Covariâncias empíricas e ajustadas utilizadas neste trabalho. (a) covariâncias residuais empíricas entre as anomalias de gravidade (pontos vermelhos)	

e a função covariância ajustada (linha cheia), (b) função covariância modelada entre as componentes transversais do gradiente da altura geoidal, (c) função covariância modelada entre a anomalia de gravidade e a componente longitudinal do gradiente da altura geoidal, (d) função covariância modelada entre as componentes longitudinais do gradiente da altura geoidal, (e) função covariância modelada entre a altura geoidal e a anomalia de gravidade, e (f) função covariância modelada entre a altura geoidal e a componente longitudinal do gradiente da altura geoidal.	59
Figura 5.20 Anomalia de altitude residual calculada por CMQ na região do Atlântico Sul. Densidade de pontos: 1 ponto a cada 2 minutos de grau. As cores dos pontos indicam o valor da anomalia.	61
Figura 5.21 – Anomalia ar-livre residual calculada por CMQ na região do Atlântico Sul. Densidade de pontos: 1 ponto a cada 2 minutos de grau. As cores dos pontos indicam o valor da anomalia.	62
Figura 5.22 – Erro padrão associado ao cálculo da anomalia de altitude calculada por CMQ na região do Atlântico Sul. Densidade de pontos: 1 ponto a cada 2 minutos de grau. As cores dos pontos indicam o valor do erro.	63
Figura 5.23 – Erro padrão associado ao cálculo da anomalia ar-livre calculada por CMQ na região do Atlântico Sul. Densidade de pontos: 1 ponto a cada 2 minutos de grau. As cores dos pontos indicam o valor do erro.	64
Figura 5.24 – Anomalia de altitude na região do Atlântico Sul calculada por CMQ. Densidade de pontos: 1 ponto a cada 2 minutos de grau. As cores dos pontos indicam o valor da anomalia.	66
Figura 5.25 – Anomalia ar-livre na região do Atlântico Sul calculada por CMQ. Densidade de pontos: 1 ponto a cada 2 minutos de grau. As cores dos pontos indicam o valor da anomalia.	67
Figura 5.26 – Anomalia de altitude na região do Atlântico Sul calculada por CMQ. Densidade de pontos: 1 ponto a cada 2 minutos de grau. As cores dos pontos indicam o valor da anomalia.	69
Figura 5.27 – Anomalia ar-livre na região do Atlântico Sul calculada por CMQ. Densidade de pontos: 1 ponto a cada 2 minutos de grau. As cores dos pontos indicam o valor da anomalia.	70
Figura 6.1 – Modelo de anomalia ar-livre calculado por Andersen et al. (2008) para a região de estudo.	73
Figura 6.2 – Modelo de anomalia ar-livre calculado por Sandwell e Smith (2009) para a região de estudo.	74
Figura 6.3 – Diferenças entre o modelo calculado por CMQ e o modelo de anomalia ar-livre calculado por Andersen et al. (2008) para a região de estudo.	76

Figura 6.4 – Diferenças entre o modelo calculado por CMQ e o modelo de anomalia ar-livre calculado por Sandwell e Smith (2008) para a região de estudo.	77
Figura 6.5 – Diferenças entre o modelo calculado por CMQ e o modelo de anomalia ar-livre calculado por Andersen et al. (2008) para a região da costa norte brasileira.	78
Figura 6.6 – Diferenças entre o modelo calculado por CMQ e o modelo de anomalia ar-livre calculado por Sandwell e Smith (2009) para a região da costa norte brasileira.	79
Figura 6.7 – Erro padrão da anomalia ar-livre do modelo calculado por CMQ para a região da costa norte brasileira. Os pontos em cinza simbolizam os dados de gravimetria marinha utilizados no cálculo do modelo por CMQ.	80
Figura 6.8 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0044 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.	82
Figura 6.9 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0045 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.	83
Figura 6.10 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0047 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.	84
Figura 6.11 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0048 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.	85
Figura 6.12 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0049 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.	86
Figura 6.13 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0050 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al.	

- (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25. 87
- Figura 6.14 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0051 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25. 88
- Figura 6.15 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0052 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25. 89
- Figura 6.16 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0053 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25. 90
- Figura 6.17 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da primeira trilha do levantamento LEPLAC EQUATORIAL 3 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25. 91
- Figura 6.18 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da primeira trilha do levantamento LEPLAC EQUATORIAL 5 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25. 92
- Figura 6.19 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da primeira trilha do levantamento LEPLAC EQUATORIAL 6 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25. 93
- Figura 6.20 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da primeira trilha do levantamento LEPLAC EQUATORIAL 8 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25. 94

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1 – Características dos dados brutos das missões utilizadas neste trabalho	38
Tabela 5.2 – Características dos dados corrigidos das missões utilizadas neste trabalho	43
Tabela 6.1 – Distribuição das diferenças entre os dados dos modelos analisados e os dados de gravimetria marinha do projeto LEPLAC nas diversas trilhas analisadas. A componente sistemática de cada trilha em relação ao modelo de CMQ foi removida para facilitar a visualização dos dados. Valores em mGal.	95

SUMÁRIO

RESUMO	i
ABSTRACT	ii
AGRADECIMENTOS	iii
LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE TABELAS	x
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 2 - O CAMPO DE GRAVIDADE TERRESTRE	3
2.1 – INTRODUÇÃO	3
2.2 – GEOPOTENCIAL	3
2.3 – ESFEROPOTENCIAL	4
2.4 – POTENCIAL ANÔMALO	5
2.5 - DESENVOLVIMENTO DO POTENCIAL ANÔMALO EM HARMÔNICOS ESFÉRICOS	6
2.6 – APROXIMAÇÃO ESFÉRICA	7
CAPÍTULO 3 – COLOCAÇÃO POR MÍNIMOS QUADRADOS	9
3.1 - INTRODUÇÃO	9
3.2 - MODELO MATEMÁTICO	9
3.3 - COLOCAÇÃO POR MÍNIMOS QUADRADOS	10
3.4 – COVARIÂNCIAS E FUNÇÕES COVARIÂNCIA	11
CAPÍTULO 4 - DADOS UTILIZADOS	14
4.1 - GRAVIMETRIA MARINHA	14
4.1.1 – INTRODUÇÃO	14
4.1.2 - DADOS DE GRAVIMETRIA MARINHA NA REGIÃO DE ESTUDO	14
4.2 - ALTIMETRIA POR SATÉLITE	18
4.2.1 - INTRODUÇÃO	18
4.2.2 - DADOS DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE	18

4.2.3 - ERS-1	21
4.2.4 - GEOSAT (Geodetic/Geophysical Satellite)	23
4.2.5 - SEASAT	26
4.3 - EGM2008	29
CAPÍTULO 5 - PROCESSAMENTO DOS DADOS	32
5.1 - INTRODUÇÃO	32
5.2 - CÁLCULO DA ALTURA GEOIDAL E DA ANOMALIA AR-LIVRE	32
5.3 - EXTRAÇÃO E CONVERSÃO DOS DADOS DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE	33
5.4 - APLICAÇÃO DAS CORREÇÕES AOS DADOS DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE	38
5.5 - SEPARAÇÃO DAS TRILHAS DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE	45
5.6 - DIFERENCIAÇÃO DOS VALORES DE SSH AO LONGO DAS TRILHAS	49
5.7 - CÁLCULO DAS COVARIÂNCIAS EMPÍRICAS	57
5.8 - CÁLCULO DO SINAL POR CMQ	60
5.9 - RESTAURAÇÃO DA COMPONENTE SISTEMÁTICA	65
5.10 - FILTRAGEM	68
CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DOS RESULTADOS	71
6.1 - INTRODUÇÃO	71
6.2 - MODELOS GLOBAIS DE ANOMALIA AR-LIVRE	71
6.3 – COMPARAÇÃO ENTRE OS VALORES DO MODELO CALCULADO POR CMQ E OS MODELOS GLOBAIS DE ANOMALIA AR-LIVRE	75
6.4 - COMPARAÇÃO ENTRE OS VALORES DO MODELO CALCULADO POR CMQ E OS DADOS DE GRAVIMETRIA MARINHA	81
CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES	96
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	97
APÊNDICE I	100

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

O conhecimento do campo de gravidade terrestre é imprescindível para a detecção e modelagem das estruturas presentes no assoalho oceânico, bem como para a predição da topografia do fundo oceânico. Neste contexto, a modelagem dos elementos associados ao campo de gravidade possui papel fundamental na investigação dos oceanos, seja na delimitação da plataforma continental e estudo de zonas de fratura e cadeias de montanhas, seja na busca de estruturas favoráveis ao acúmulo de hidrocarbonetos. A gravimetria marinha, porém, é um método relativamente dispendioso e não consegue fornecer um mapeamento uniforme e de alta resolução necessário para os estudos destas feições.

A grande disponibilidade de dados de altimetria por satélite com cobertura uniforme e global nas últimas décadas permite a determinação cada vez mais precisa dos elementos associados ao campo de gravidade terrestre nas regiões oceânicas, e diversos modelos locais e globais foram obtidos por meio de métodos espectrais (Haxby et al., 1983; Hwang, 1989; McAdoo e Marks, 1992; Hwang e Parsons, 1995; Sandwell e Smith, 1997; Andersen et al., 2008; Sandwell e Smith, 2009). Estes métodos permitem o cálculo dos elementos de forma eficiente, porém não admitem a integração dos dados de altimetria com outros tipos de informação, como por exemplo, gravimetria marinha.

O método de colocação por mínimos quadrados é uma técnica poderosa para a representação dos elementos associados ao campo de gravidade pela relação que existe entre estes elementos, permitindo a integração de diferentes tipos de dados. Assim, os dados de gravimetria marinha podem ser utilizados em conjunto com os dados de altimetria por satélite para representar qualquer elemento do campo, apresentando a vantagem de explorar a boa disponibilidade e precisão dos diversos tipos de dados e permitir o mapeamento do erro associado ao modelo determinado.

Isto é particularmente importante nas regiões costeiras, onde o sinal dos altímetros sistematicamente sofre degradação pela proximidade da linha de costa e pela maior variabilidade da superfície oceânica (Hwang et al., 2003). Uma característica desta técnica, porém, é o alto custo computacional, que normalmente impede sua aplicação para a modelagem de grandes regiões.

O presente trabalho visa descrever em detalhes a utilização de dados de altimetria por satélite de diversas missões geodésicas (ERS-1, GEOSAT E SEASAT), com suas

características e as etapas de processamento envolvidas, aliados a dados de gravimetria marinha de diversas campanhas, com o objetivo de representar a anomalia ar-livre e altura geoidal na região do Atlântico Sul e comparar os resultados obtidos com os modelos globais mais atualizados e precisos disponíveis e com dados independentes de gravimetria marinha de alta precisão (projeto LEPLAC).

CAPÍTULO 2 - O CAMPO DE GRAVIDADE TERRESTRE

2.1 - INTRODUÇÃO

O conhecimento dos elementos do campo de gravidade terrestre é de imensa importância tanto no estudo da distribuição de massa no planeta quanto a nível de aplicações, como por exemplo, posicionamento. A relação fundamental que rege a força da gravidade advém da Lei de Gravitação Universal formulada por Isaac Newton, e sua utilização permite a elaboração de modelos complexos para descrever o campo de gravidade de corpos com forma irregular e distribuição de massa heterogênea, como é o caso da Terra.

Uma detalhada descrição teórica sobre o campo de gravidade terrestre pode ser encontrada nos trabalhos de Heiskanen e Moritz (1967), Gemael (1999) e Sá (2004). Neste capítulo serão abordados apenas os aspectos essenciais para a compreensão dos elementos utilizados nas definições e processamento dos dados do presente trabalho.

2.2 - GEOPOTENCIAL

O vetor força da gravidade \mathbf{F} pode ser expresso em função do geopotencial W pela seguinte relação

$$\mathbf{F} = \text{grad } W(x,y,z) \quad (2.1)$$

onde $W(x,y,z)$ representa o geopotencial, composto pelo potencial gravitacional $V(x,y,z)$, decorrente da atração das massas, e o potencial centrífugo $\Phi(x,y,z)$, proveniente da rotação da Terra

$$W(x,y,z) = V(x,y,z) + \Phi(x,y,z) \quad (2.2)$$

As superfícies que satisfazem a condição

$$W(x,y,z) = \text{constante} \quad (2.3)$$

são chamadas superfícies equipotenciais, sendo em todos os pontos normais ao vetor \mathbf{F} . A superfície equipotencial do campo da gravidade terrestre que coincide

com o nível médio dos mares nos oceanos não perturbados define a superfície geoidal e tem grande importância em Geodésia.

No exterior das massas atrativas, o geopotencial reduz-se ao potencial gravitacional, que, sendo uma função harmônica, satisfaz a equação de Laplace

$$\nabla^2 V(x, y, z) = 0 \quad (2.4)$$

É conveniente representar o geopotencial no exterior das massas atrativas em harmônicos esféricos, na forma (Moritz, 1980)

$$V(r, \phi, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{r^{n+1}} \sum_{m=0}^n [A_{nm} \cos m\lambda + B_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(\sin \phi) \quad (2.5)$$

onde Φ é a distância polar, λ é a longitude, r o raio-vetor do ponto considerado, $P_{nm}(\sin \phi)$ representa os polinômios de Legendre associados, e A_{nm} e B_{nm} são coeficientes obtidos a partir do ajuste dos parâmetros do modelo aos dados associados ao campo de gravidade terrestre.

2.3 - ESFEROPOTENCIAL

O modelo mais adequado a uma aproximação da forma e dimensões da Terra é chamado de Terra Normal, e tem a forma de um elipsóide de revolução biaxial, possuindo a mesma massa M e a mesma velocidade angular ω da Terra. A superfície limitante deste modelo é equipotencial, ou seja, satisfaz a condição

$$U(r, \phi, \lambda) = \text{constante} \quad (2.6)$$

sendo U o esferopotencial, do qual deriva o vetor força de gravidade normal γ

$$\gamma = \text{grad } U(r, \phi, \lambda) \quad (2.7)$$

O esferopotencial U , assim como o geopotencial, é composto pelo potencial gravitacional normal V' e pelo potencial centrífugo normal Φ' , sendo que este último, pelas propriedades da Terra Normal, é igual ao potencial centrífugo da Terra (Φ)

$$U(r, \phi, \lambda) = V'(r, \phi, \lambda) + \Phi'(r, \phi, \lambda) \quad (2.8)$$

2.4 – POTENCIAL ANÔMALO

O potencial anômalo T (também denominado potencial perturbador) é a diferença entre o geopotencial W e o esferopotencial U no mesmo ponto,

$$T(r, \phi, \lambda) = W(r, \phi, \lambda) - U(r, \phi, \lambda) \quad (2.9)$$

e representa as deformações do campo de gravidade terrestre em relação ao campo associado ao modelo de referência adotado para sua representação (Terra Normal). Como o potencial anômalo representa a diferença entre duas funções harmônicas, ele também é uma função harmônica, ou seja, satisfaz a equação de Laplace no exterior das massas atrativas

$$\nabla^2 T(r, \phi, \lambda) = 0 \quad (2.10)$$

Os elementos do campo anômalo associados a este potencial são mostrados na Figura 2.1.

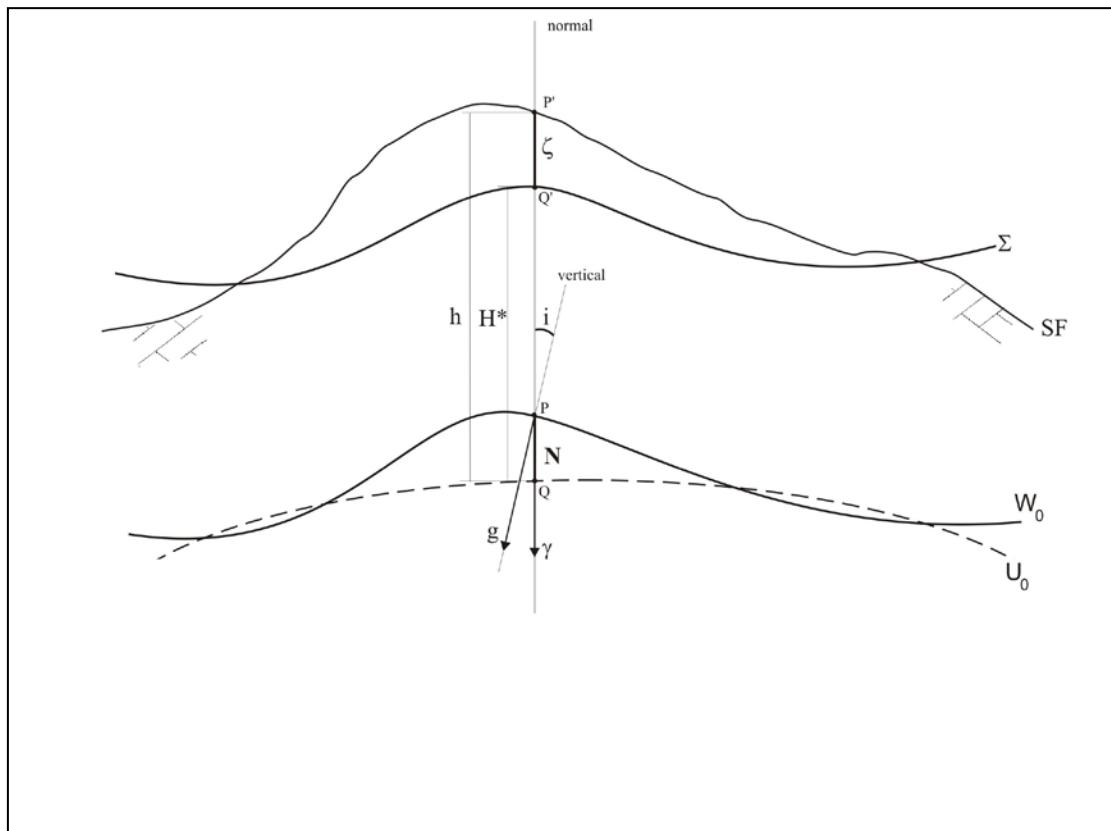


Figura 2.1 - Elementos do campo de gravidade

A anomalia gravimétrica (Δg) é a diferença entre a gravidade observada (g) e a gravidade normal obtida no ponto correspondente no elipsóide (γ). A separação entre o geóide e o elipsóide, tomada ao longo da normal que passa pelo ponto considerado, é denominada altura geoidal (N). O ângulo formado entre a vertical e a normal do ponto considerado é chamado desvio da vertical (i), sendo expresso em termos de uma componente meridiana ξ e uma componente primeiro vertical η .

Teluróide é a forma geométrica limitada pela superfície Σ , cujo esferopotencial, em cada ponto, é igual ao geopotencial na superfície física. A anomalia de altitude (ou anomalia de altura), representada por ζ , é a diferença entre a altitude geométrica (h) e a altitude normal (H^*).

As relações entre os elementos do campo anômalo e o potencial perturbador são dadas pela fórmula de Bruns (Heiskanen & Moritz, 1967)

$$N = \frac{T}{\gamma} \quad (2.11)$$

e pela Equação Fundamental da Geodésia Física

$$\Delta g = -\frac{\partial T}{\partial h} + \frac{1}{\gamma} \frac{\partial \gamma}{\partial h} T \quad (2.12)$$

onde γ é o valor da aceleração de gravidade normal, e $\frac{\partial}{\partial h}$ é a derivada ao longo da normal.

2.5 - DESENVOLVIMENTO DO POTENCIAL ANÔMALO EM HARMÔNICOS ESFÉRICOS

O potencial anômalo externo pode ser expresso em harmônicos esféricos totalmente normalizados, mais convenientes na prática, pela seguinte relação (Heiskanen & Moritz, 1967)

$$T(r, \phi, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \phi) \quad (2.13)$$

Os coeficientes e polinômios de Legendre associados totalmente normalizados são dados pelas fórmulas

$$\overline{C_{nm}} = \sqrt{\frac{(n+m)!}{k(2n+1)(n-m)!}} C_{nm} \quad (2.14)$$

$$\overline{S_{nm}} = \sqrt{\frac{(n+m)!}{k(2n+1)(n-m)!}} S_{nm} \quad (2.15)$$

$$\overline{P_{nm}}(\cos \theta) = \sqrt{\frac{(n+m)!}{k(2n+1)(n-m)!}} P_{nm}(\cos \theta)$$

(2.16)

onde

$$k = \begin{cases} 1 & \text{se } m=0 \\ 2 & \text{se } m \neq 0 \end{cases} \quad (2.17)$$

2.6 – APROXIMAÇÃO ESFÉRICA

Pelo fato do achatamento da terra normal ser relativamente pequeno ($f \approx 3 \times 10^{-3}$), pode-se representar os elementos do campo de gravidade anômalo pelo desenvolvimento das fórmulas em séries de potências, considerando-se apenas os termos de magnitude superior a f . Assim, as derivadas normais podem ser aproximadas pelas derivadas radiais

$$\frac{\partial}{\partial h} \approx \frac{\partial}{\partial r} \quad (2.18)$$

e a aceleração da gravidade normal pode ser dada numericamente por

$$\gamma \approx \frac{GM}{R^2} \quad (2.19)$$

onde GM é a constante gravitacional geocêntrica, e R é o raio médio da Terra.

Utilizando-se as aproximações dadas por (2.18) e (2.19), a Equação Fundamental da Geodésia Física (2.12) toma a forma

$$\left. \frac{\partial T}{\partial r} \right|_R + \frac{2}{R} T + \Delta g = 0 \quad (2.20)$$

com a qual se obtém a fórmula da anomalia ar-livre na forma

$$\Delta g = -\frac{\partial T}{\partial r} - \frac{2T}{r} \quad (2.21)$$

Representando o potencial anômalo sobre a superfície, considerando a aproximação esférica, tem-se

$$T(r, \theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} T_n(\theta, \lambda) \quad (2.22)$$

onde os termos

$$T_n(\theta, \lambda) = \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (2.23)$$

representam os harmônicos esféricos de superfície.

A derivada radial do potencial anômalo é expressa por

$$-\frac{\partial T}{\partial r} = \frac{1}{r} \sum_{n=0}^{\infty} (n+1) \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} T_n(\theta, \lambda) \quad (2.24)$$

que, substituindo em (2.21), resulta

$$\Delta g(r, \theta, \lambda) = \frac{1}{r} \sum_{n=0}^{\infty} (n-1) \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} T_n(\theta, \lambda) \quad (2.25)$$

e, portanto, tem-se para a anomalia ar-livre

$$\Delta g(R, \theta, \lambda) = \frac{1}{R} \sum_{n=0}^{\infty} (n-1) T_n(\theta, \lambda) \quad (2.26)$$

CAPÍTULO 3 – COLOCAÇÃO POR MÍNIMOS QUADRADOS

3.1 - INTRODUÇÃO

A representação do campo anômalo, que por simplicidade neste trabalho estaremos chamando de campo de gravidade terrestre, consiste em determinar uma função aproximante ao potencial anômalo T a partir dos dados disponíveis. A colocação por mínimos quadrados (CMQ) mostra-se adequada a este fim, pois além de possibilitar o uso de dados heterogêneos, considera T como um processo estocástico, permitindo uma interpretação estatística dos elementos do campo anômalo, permitindo também se obter, além dos elementos desejados, o erro padrão associado ao modelo.

3.2 - MODELO MATEMÁTICO

Um conjunto de observações \mathbf{l} afetadas por erros aleatórios \mathbf{n} , associadas a um elemento genérico do campo de gravidade, pode ser expresso como um funcional linear L aplicado ao potencial anômalo T na seguinte forma

$$\mathbf{l} = L\mathbf{T} + \mathbf{n} \quad (3.1)$$

de modo que as medidas podem ser decompostas em duas partes: uma que representa o sinal \mathbf{s} , e outra representando o ruído \mathbf{n}

$$\mathbf{l} = \mathbf{s} + \mathbf{n} \quad (3.2)$$

Decompondo o sinal em uma componente sistemática \mathbf{AX} e uma componente estocástica \mathbf{BT}

$$\mathbf{s} = \mathbf{AX} + \mathbf{BT} \quad (3.3)$$

temos o modelo geral de representação de um conjunto de observações \mathbf{l} associado ao campo de gravidade terrestre

$$\mathbf{l} = \mathbf{AX} + \mathbf{BT} + \mathbf{n} \quad (3.4)$$

3.3 - COLOCAÇÃO POR MÍNIMOS QUADRADOS

A representação do campo de gravidade terrestre a partir de dados heterogêneos, representada por (3.4), com condição de unicidade dada por

$$\alpha \langle T, T \rangle + \beta \mathbf{n}^T \mathbf{D}^{-1} \mathbf{n} = \text{mínimo} \quad (3.5)$$

tem solução analítica expressa por (Moritz, 1980)

$$\mathbf{X} = \left[\mathbf{A}^T (\beta \mathbf{C} + \alpha \mathbf{D})^{-1} \mathbf{A} \right]^{-1} \mathbf{A}^T (\beta \mathbf{C} + \alpha \mathbf{D})^{-1} \mathbf{l} \quad (3.6)$$

e

$$\mathbf{T} = (\beta \mathbf{B} \mathbf{K})^T (\beta \mathbf{C} + \alpha \mathbf{D})^{-1} (\mathbf{l} - \mathbf{A} \mathbf{X}) \quad (3.7)$$

onde $\langle \cdot \rangle$ representa o produto interno, α e β são parâmetros numéricos, \mathbf{C} e \mathbf{D} são matrizes simétricas definidas positivas e \mathbf{K} é o núcleo do espaço de Hilbert. A escolha dos parâmetros, do núcleo e das matrizes permite obter-se formas particulares para a solução.

A colocação por mínimos quadrados minimiza a variância dos parâmetros σ_x^2 e a variância do potencial anômalo σ_T^2 se

$$\alpha = \beta = 1 \quad (3.8)$$

e a função que representa o núcleo do espaço de Hilbert for igual à função covariância do sinal

$$\mathbf{K}(P, Q) = \mathbf{C}(T_P, T_Q) = \mathbf{C}_{tt} \quad (3.9)$$

Expressando a matriz das covariâncias do ruído por

$$\mathbf{C}(n_P, n_Q) = \mathbf{C}_{nn} \quad (3.10)$$

tem-se

$$\mathbf{C}(\mathbf{T}_P, \mathbf{T}_Q) + \mathbf{C}(\mathbf{n}_P, \mathbf{n}_Q) = \mathbf{C}_{tt} + \mathbf{C}_{nn} = \mathbf{C}_{ll} \quad (3.11)$$

Fazendo

$$\mathbf{BK} = \mathbf{C}_{sl} \quad (3.12)$$

obtém-se a solução para o vetor dos sinais

$$\mathbf{s} = \mathbf{C}_{sl} \mathbf{C}_{ll}^{-1} (\mathbf{l} - \mathbf{AX}) \quad (3.13)$$

e o para o vetor das variâncias

$$\sigma_s^2 = \mathbf{C}_{ss} - \mathbf{C}_{sl} \mathbf{C}_{ll}^{-1} \mathbf{C}_{ls} \quad (3.14)$$

As matrizes covariâncias \mathbf{C}_{ss} , \mathbf{C}_{sl} e \mathbf{C}_{ll} são preenchidas a partir do ajuste de funções adequadas às covariâncias amostrais calculadas com os dados associados ao campo de gravidade disponíveis.

3.4 – COVARIÂNCIAS E FUNÇÕES COVARIÂNCIA

Para utilizar a coloção por mínimos quadrados é indispensável conhecer os valores das covariâncias entre todos os elementos envolvidos. As covariâncias caracterizam a correlação estatística entre os elementos do campo anômalo utilizados nos cálculos, representando a sua estrutura. Para viabilizar a utilização do método, assume-se que as covariâncias sejam isotrópicas e homogêneas, ou seja, independentes da rotação e da translação em relação ao sistema de referência utilizado. A covariância da anomalia ar-livre para uma determinada distância s é dada por

$$\text{cov}_s \{\Delta g\} = M\{\Delta g_P, \Delta g_Q\} \quad (3.15)$$

onde $M\{\cdot\}$ representa a média tomada em toda a Terra, calculada levando-se em conta todos os pares de pontos P e Q que estejam a uma distância s entre si.

As covariâncias caracterizam a correlação estatística entre grandezas centradas e mostram a tendência destas possuírem o mesmo sinal e amplitude. Considerando-se as anomalias ar-livre, temos que se a covariância for nula, as anomalias não possuem correlação, ou seja, a anomalia Δg_P não exerce influência

sobre a anomalia Δg_Q , e vice-versa.

Considerando-se a covariância em função da distância esférica ψ , tem-se a função covariância do elemento considerado (no caso, anomalia ar-livre)

$$C(\psi) = \text{cov}_\psi \{\Delta g\} \quad \text{onde} \quad (PQ = \psi) \quad (3.16)$$

Para a distância nula, o valor da covariância coincide com o valor da variância dos dados

$$C(0) = \text{var}\{\Delta g\} = M\{\Delta g_P, \Delta g_P\} \quad (3.17)$$

A função covariância assim expressa possui as seguintes propriedades:

a) $C(0) \geq 0$ (3.18a)

b) $C(-\psi) = C(\psi)$ (3.18b)

c) $|C(\psi)| \leq C(0)$ (3.18c)

d) $\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n a_i a_j C(\psi) \geq 0$, onde a_i, a_j são constantes arbitrárias. (3.18d)

A função covariância a ser utilizada na CMQ precisa obedecer estas relações, e o procedimento mais adequado para determiná-la é ajustar as covariâncias empíricas calculadas a partir de um conjunto de elementos observados a um modelo adequado pré-estabelecido. Geralmente, pela maior disponibilidade, precisão e facilidade de uso, as anomalias ar-livre são utilizadas para este cálculo.

As covariâncias associadas a qualquer elemento do campo anômalo podem ser calculadas por transformações lineares da função covariância do potencial anômalo $K(P,Q)$, o que permite que o método de CMQ possa usar qualquer combinação de elementos do campo de gravidade para calcular qualquer elemento. Considerando-se a covariância de um elemento genérico I do campo anômalo expressa por

$$C_{ij} = \text{cov}(I_i, I_j) = M\{I_i, I_j\} \quad (3.19)$$

pode-se expressar este elemento como um funcional linear aplicado ao potencial perturbador T nos pontos P e Q , isto é

$$I_i = L_i^P T(P) \quad \text{e} \quad I_j = L_j^Q T(Q) \quad (3.20)$$

Portanto

$$C_{ij} = L_i^P L_j^Q K(P, Q) \quad (3.21)$$

que fornece a maneira de se obter as covariâncias de qualquer elemento do campo de gravidade anômalo a partir de transformações lineares aplicadas a $K(P, Q)$.

A covariância do potencial perturbador na superfície de uma esfera de raio R pode ser expressa como (Moritz, 1980)

$$K(\psi) = \text{cov}(T_P, T_Q) = \sum_{n=2}^{\infty} c_n \frac{R^2}{(n-1)^2} P_n(\cos \psi) \quad (3.22)$$

onde T_P é o potencial perturbador no ponto P , T_Q é o potencial perturbador no ponto Q , c_n é a variância de grau e $P_n(\psi)$ são os polinômios de Legendre de grau n . A variância de grau deve ser expressa por um modelo que permita uma representação finita, e o mais utilizado é o modelo 4 de variância de grau de Tscherning e Rapp (1974)

$$c_n = \frac{A(n-1)}{(n-2)(n+B)} s^{n+1} \quad (3.23)$$

onde $A = 425,28 \text{ mGal}^2$, $B=24$ e $s=0,999617$. Moritz (1980) e Tscherning e Rapp (1974) descrevem as relações entre as covariâncias dos elementos do campo de gravidade anômalo e a covariância do potencial perturbador $K(\psi)$.

Os elementos utilizados no presente estudo são as derivadas direcionais da altura geoidal ao longo das trilhas e as anomalias ar-livre, e as covariâncias necessárias para o preenchimento das matrizes descritas em (3.13) e (3.14) podem ser encontradas nos trabalhos de Hwang e Parsons (1995) e Paolo (2009).

CAPÍTULO 4 - DADOS UTILIZADOS

4.1 - GRAVIMETRIA MARINHA

4.1.1 - INTRODUÇÃO

Desde o final da década de 1950 as medidas de aceleração da gravidade coletadas por meio de navios são utilizadas para o reconhecimento das feições do assoalho oceânico e para a determinação do campo de gravidade em escala global. No início os levantamentos não possuíam precisão elevada principalmente por problemas de posicionamento, e as discrepâncias entre levantamentos ou mesmo entre trilhas distintas de um mesmo levantamento podiam atingir até dezenas de mGal (Wessel e Watts, 1988).

Com o advento do GPS e o desenvolvimento de novos equipamentos para a medição da aceleração da gravidade, a gravimetria marinha passou a constituir uma poderosa ferramenta para a geofísica, seja a nível de investigação de estruturas propícias ao armazenamento de hidrocarbonetos nas proximidades da plataforma continental, seja na investigação dos limites territoriais ou zonas de fratura no assoalho oceânico.

Atualmente os dados de gravimetria marinha apresentam uma boa precisão e são ideais para análises geofísicas ao longo de perfis. Os dados mais antigos, porém, não devem ser descartados, desde que passem por uma criteriosa análise de diferença de cruzamentos e um ajustamento adequado (Wessel, 1989; Molina, 1996).

4.1.2 - DADOS DE GRAVIMETRIA MARINHA NA REGIÃO DE ESTUDO

Os dados de gravimetria marinha utilizados neste trabalho envolvem os cruzeiros obtidos a partir do banco de dados de Geofísica marinha do U. S. National Geophysical Data Center (NGDC, 1991), os cruzeiros referentes ao projeto EQUANT I e EQUANT II (Ness et al., 1989). Adicionalmente, foram utilizados para avaliação do modelo calculado dados do LEPLAC (Souza, 1999).

O Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC) foi o programa de Governo instituído pelo Decreto nº 98.145, de 15 de setembro de 1989, com o propósito de estabelecer o limite exterior da nossa Plataforma Continental no seu enfoque jurídico, ou seja, determinar a área marítima, além das 200 milhas, na qual o Brasil exerceirá direitos de soberania para a exploração e o aproveitamento dos recursos naturais do leito e subsolo marinho. Estes por consistirem de trilhas ao longo de toda a

costa brasileira, com boa precisão e resolução, não foram utilizados no cálculo dos modelos, mas somente na sua avaliação.

Na região de estudo estão disponíveis 662.620 pontos contendo qualquer combinação possível de anomalia ar-livre, batimetria e magnetometria, distribuídos em 319 cruzeiros, representados na Figura 4.1.

Os dados do banco de dados do NGDC e dos projetos EQUANT I e EQUANT II encontram-se no formato MGD-77 (Hittleman et al., 1977), ao passo que os dados do projeto LEPLAC utilizam um formato próprio ligeiramente diferente. Todos os cruzeiros foram analisados para verificar a presença de erros grosseiros e os dados considerados inadequados foram descartados do conjunto final segundo a metodologia descrita em Molina (1996).

Os dados selecionados passaram por uma cuidadosa e extensa análise de diferenças de cruzamento interno e externo, na qual diversos cruzeiros e pontos tiveram que ser eliminados por não apresentarem as características de qualidade exigidas neste trabalho, e o conjunto final de dados corrigidos e ajustados, com seu erro padrão representado pelas diferenças externas de cruzamento, consistindo de 52.225 pontos de anomalia ar-livre, referenciados ao WGS-84, estão representados na Figura 4.2.

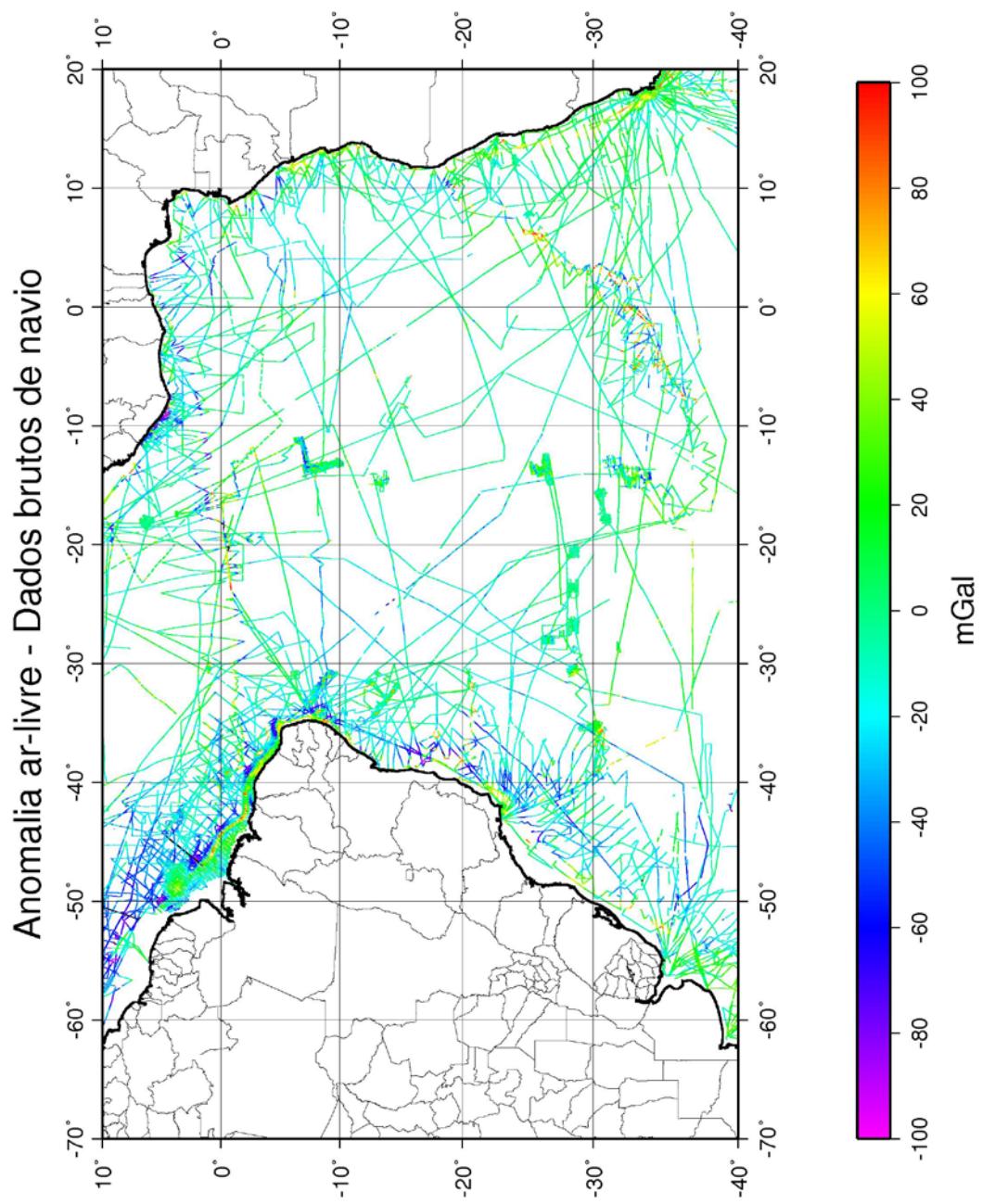


Figura 4.1 – Distribuição de dados brutos de gravimetria marinha disponíveis na região de estudo. As cores indicam o valor da anomalia ar-livre observada.

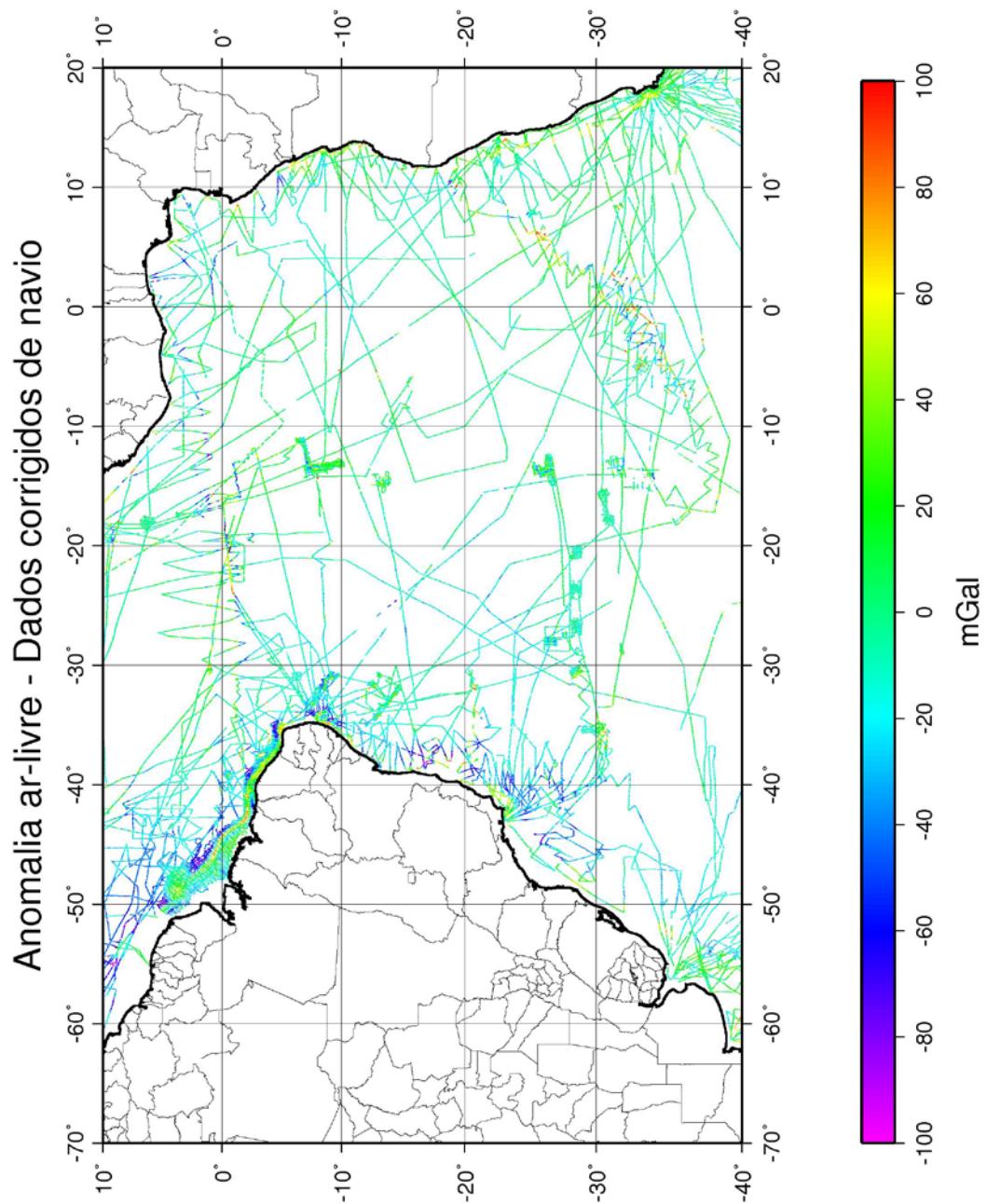


Figura 4.2 – Distribuição de dados corrigidos de gravimetria marinha utilizados neste trabalho. As cores indicam o valor da anomalia observada. O processo de correção está descrito em Molina (1996).

4.2 - ALTIMETRIA POR SATÉLITE

4.2.1 - INTRODUÇÃO

As primeiras missões de altimetria por satélite, ainda em caráter experimental, foram conduzidas a bordo do Skylab em 1973 e 1974, pelo período de 5 meses, e pelo GEOS-3, que operou de 1975 a 1978, com uma cobertura temporal e geográfica intermitente. Estes experimentos permitiram que o SEASAT fosse o primeiro satélite a adquirir dados de altimetria com um equipamento preciso e de maneira regular em todas as regiões oceânicas do mundo. Depois dele, a marinha americana lançou o GEOSAT em março de 1985, com o objetivo de mapear a superfície oceânica com alta resolução para utilização em fins militares, após o que o satélite foi remanejado para a órbita do SEASAT em setembro de 1986 e coletou dados até outubro de 1989, na missão ERM (Exact Repeat Mission).

Após isso, a Agência Espacial Européia utilizou altimetria por satélite nas missões ERS-1, ERS-2 e ENVISAT, após o que foi lançado em parceria com a NASA o TOPEX/Poseidon (T/P), o primeiro satélite dedicado a uma missão de altimetria especificamente planejada para o estudo científico dos oceanos. O altímetro a bordo do T/P apresentava mais do que o dobro de precisão do que os que o antecederam e sua órbita foi determinada com uma melhoria em precisão de mais de dez vezes em relação aos satélites anteriores, o que resultou em uma precisão global de aproximadamente 4 cm para os dados de uma trilha (Chelton, 2001). Isso permitiu detectar mudanças em escala regional na superfície oceânica da ordem de 1 cm.

Em dezembro de 2001 foi lançado o sucessor do T/P, o Jason-1, e foram adquiridos dados em conjunto desde 2002, permitindo um estudo da circulação oceânica e de marés sem precedentes. Com as missões GRACE e GOCE, lançadas posteriormente, espera-se melhorar ainda mais este quadro.

4.2.2 - DADOS DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE

Uma medida de altimetria por satélite r obedece a seguinte relação

$$H = r + \text{SSH} + \Delta h + e$$

onde

- H altura elipsoidal do altímetro (órbita do satélite)
 r distância entre o altímetro e a superfície do mar (medida altimétrica)
 SSH altura da superfície do mar (Sea Surface Height)
 Δh efeito instantâneo da maré oceânica
 e erro associado à medida altimétrica e às correções aplicadas

sendo que

$$\text{SSH} = N + \text{SST}$$

com

- N altura geoidal
 SST topografia da superfície do mar (Sea Surface Topography)

O cálculo de modelos de anomalia ar-livre e anomalia de altitude utilizando dados de altimetria de satélite pode usar valores de SSH ou uma grandeza derivada destes, a SSG (Sea Surface Gradient – gradiente da superfície do mar, em inglês; o termo mais adequado é ‘derivada direcional ao longo das trilhas’, pela característica do conjunto de dados). O uso de SSH é conveniente quando é possível se remover adequadamente a variação sazonal, o que normalmente é possível com dados de missões de repetição exata, como por exemplo, o GEOSAT-ERM (Molina, 1996).

Em missões geodésicas, onde as trilhas não apresentam esta característica, os erros de órbita dos satélites e a variabilidade das condições oceanográficas fazem com que as diferentes missões de altimetria apresentem valores distintos de SSH para um mesmo ponto, mesmo após a aplicação das correções, e precisem ser ajustadas a uma superfície de referência comum, mas mesmo assim é normal persistirem padrões lineares nas anomalias estimadas (Hwang, 1989; Olgiati et al., 1995). Uma forma de se contornar este problema é utilizar gradientes direcionais de SSH ao longo das trilhas (SSG) como dados altimétricos para o cálculo dos modelos (Sandwell, 1992).

Segundo Hwang and Parsons (1995), para áreas menores do que alguns milhares de quilômetros quadrados a SSH pode ser expressa como

$$\text{SSH} = N + a + bs$$

onde s é a distância entre os pontos ao longo da trilha e a e b são parâmetros representando o viés e a tendência linear da representação de SSH em função da altura geoidal, que levam em consideração a topografia da superfície mar e os erros de órbita. Desta forma, a derivada direcional de SSH ao longo da trilha fica

$$\varepsilon(\alpha) = \frac{\partial h}{\partial s} = \frac{\partial N}{\partial s} + b$$

que é uma função dependente do azimute da trilha considerada. Nota-se assim que os gradientes de SSH são livres de erros de longo comprimento de onda, normalmente associados à variabilidade da órbita do satélite, desde que o termo b possa ser assumido constante, o que normalmente é válido quando o cálculo de um ponto leva em conta apenas dados de pequenas regiões de seu entorno, da ordem de 100 x 100 km.

Considerando-se a pequena separação entre os pontos ao longo das trilhas, da ordem de 3,5 a 7 km para o GEOSAT-GM e ERS-1, respectivamente, pode-se aproximar a derivada direcional de SSH ao longo da trilha (e, por conseguinte, a derivada direcional da altura geoidal ao longo da trilha) pela inclinação da reta ligando dois pontos consecutivos de SSH, desde que a separação entre eles não ultrapasse uma distância aproximada de 15 km, algo da ordem de 2 segundos no tempo para os satélites em questão. Assim

$$\varepsilon(\alpha) = \frac{N_2 - N_1}{d}$$

sendo d a distância entre os pontos., Associa-se o ponto $\varepsilon(\alpha)$ à média das coordenadas dos pontos utilizados para seu cálculo. De acordo com Hwang et al. (2002) e Hwang e Parsons (1996), para estas condições o azimute α também pode ser calculado numericamente por

$$\alpha = \arctan\left(\frac{\Delta y}{\Delta x}\right)$$

onde

$$\Delta x = R \cos(\bar{\phi})(\lambda_2 - \lambda_1)$$

e

$$\Delta y = R(\phi_2 - \phi_1)$$

sendo λ_1 e λ_2 as longitudes e ϕ_1 e ϕ_2 as latitudes dos pontos considerados, e $\bar{\phi}$ a sua latitude média.

Com relação ao erro padrão associado às medidas, ele pode ser avaliado pelo conjunto de diferenças de cruzamentos entre as trilhas de satélite após as correções sazonais, no caso de missões de repetição exata (Molina, 1996) ou pelo nível de ruído do altímetro do satélite considerado (σ), como

$$\sigma_{\varepsilon}^2 = \frac{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}{d} = \frac{2\sigma^2}{d^2}$$

onde d é o espaçamento médio dos pontos ao longo da trilha.

4.2.3 - ERS-1

O satélite ERS-1 foi lançado pela ESA em julho de 1991 e realizou um denso mapeamento das áreas oceânicas com cobertura uniforme e alta resolução no período de abril/1994 a março/1995, com órbita circular, perigeu de 780 km e período de 100 minutos. A fase geodésica da missão do ERS-1 consistiu de dois ciclos sucessivos de 165 dias, com o primeiro fornecendo dados com um espaçamento médio entre as trilhas de 16 km na região equatorial, após o qual as órbitas do satélite foram deslocadas 8 km para oeste para a segunda fase da missão. Os dados dos dois ciclos forneceram, portanto, um conjunto com uma resolução espacial média de 8 km no equador. Detalhes sobre o processamento dos dados da missão geodésica do ERS-1 podem ser encontrados no trabalho de Cazenave et al. (1996). Uma trilha da missão ERS-1 na região de estudo está apresentada na Figura 4.3.

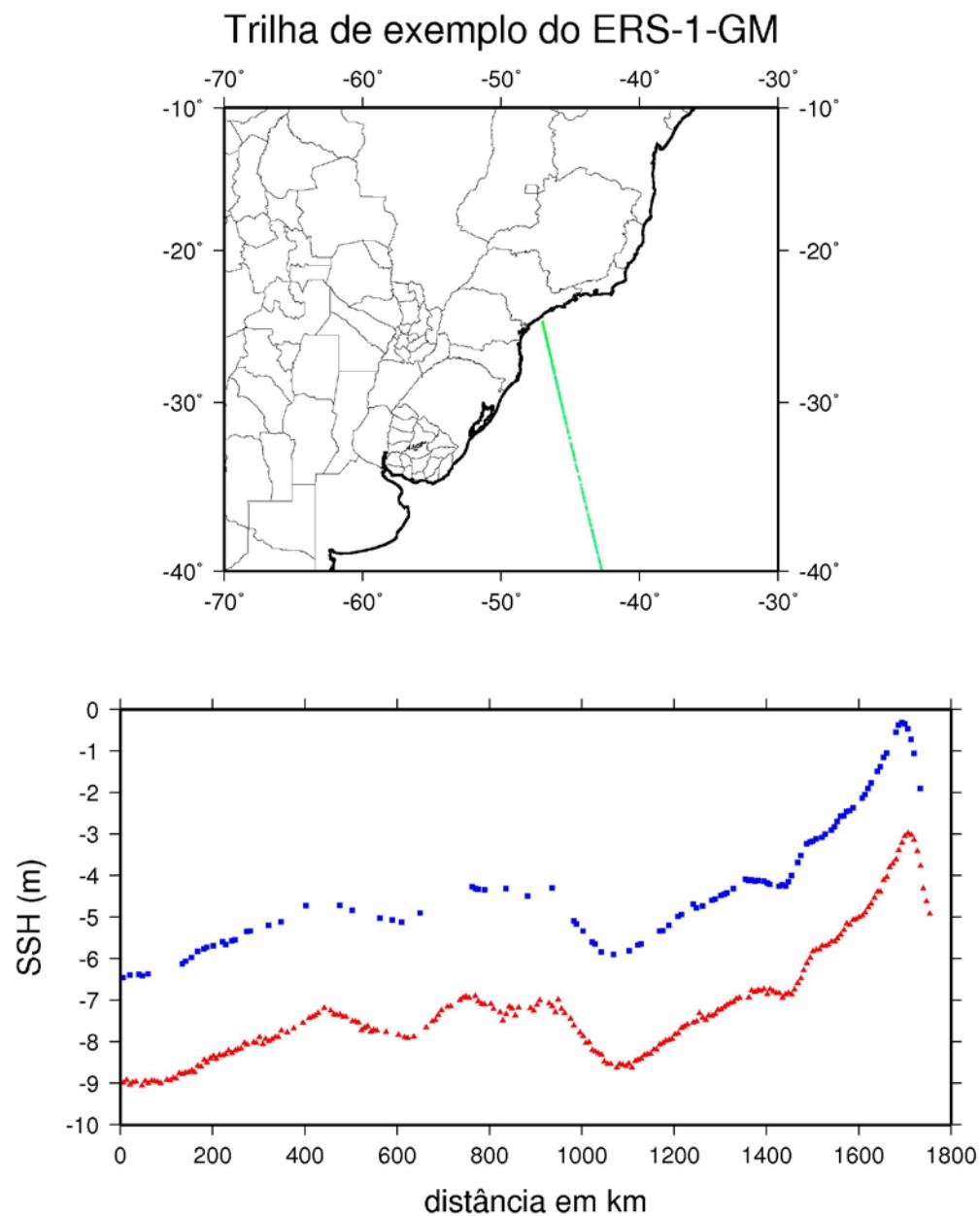


Figura 4.3 – Representação geográfica de uma trilha da missão ERS-1-GM e distribuição dos valores de SSH ao longo da trilha. Triângulos vermelhos indicam valores brutos, e quadrados azuis indicam valores após a edição e correção dos dados.

4.2.4 - GEOSAT (Geodetic/Geophysical Satellite)

O GEOSAT foi uma missão pioneira da marinha americana planejada para fornecer uma distribuição regular global de dados de altimetria por satélite ao longo do oceano para o uso nas áreas de Geodésia e Oceanografia. Suas duas fases de coleta de dados (a missão geodésica – GM, e a missão de repetição exata – ERM) foram realizadas entre 1985 e 1990.

A GEOSAT-GM foi executada no período de 31/março/1985 a 30/setembro/1986 com os seguintes parâmetros orbitais: órbita polar síncrona com o Sol, inclinação de 108,1º, apogeu de 814 km e perigeu de 757 km e período de 100,6 minutos. A órbita GM foi baseada em uma órbita de quase-repetição de 3 dias que forneceu um denso conjunto de trilhas com espaçamento médio de 4 km.

A GEOSAT-ERM foi iniciada com a colocação do satélite na órbita do SEASAT em setembro de 1986, e iniciou oficialmente a coleta de dados em 8/novembro/1986, indo até janeiro de 1990, quando problemas no altímetro迫使了任务的终止。Durante esta fase o satélite operou em órbita circular polar com altitude de 800 km, inclinação de 108º e período de 101 minutos, com um período de repetição exata de 17,05 dias.

O primeiro conjunto de dados da missão geodésica que foi liberado pela marinha americana, em 1990, cobria uma área ao redor da Antártida. Em 1992 todos os dados da missão geodésica que estavam ao sul do paralelo 30º S foram liberados, e somente em julho de 1995 todo o conjunto de dados da missão GEOSAT-GM foi oficialmente tornado não-confidencial, e posteriormente foi processado pelo NOAA (National Ocean Service) e distribuído pelo NODC (National Oceanographic Data Center) na forma de Geophysical Data Records (GDRs) (NOAA, 1987).

Os GDRs trazem dados derivados das medidas do altímetro tomadas a uma freqüência de 10 amostras por segundo recalculadas para uma taxa de 1 amostra por segundo e editadas segundo um critério estatístico, o que corresponde a um ponto a cada 6,7 km na superfície terrestre, e utilizaram o JGM-3 (Joint Gravity Model-3) para o processamento das informações.

Em 2006 os dados do GEOSAT foram reprocessados utilizando-se um conjunto de melhorias que incluíam um melhor modelo de órbita, baseado nos dados da missão de satélite GRACE, o conjunto de dados na taxa original de amostragem de 10 amostras por

segundo, com melhorias nas correções, e o retrabalhamento da forma de onda utilizada para o processamento das informações. Este conjunto de dados não foi disponibilizado para a comunidade científica de forma irrestrita até o momento, mas alguns pesquisadores já conseguiram excelentes resultados com a sua utilização (Sandwell e Smith, 2009).

Trilhas de exemplo das missões GEOSAT-GM e GEOSAT-ERM na região de estudo estão apresentadas nas Figuras 4.4 e 4.5, respectivamente.

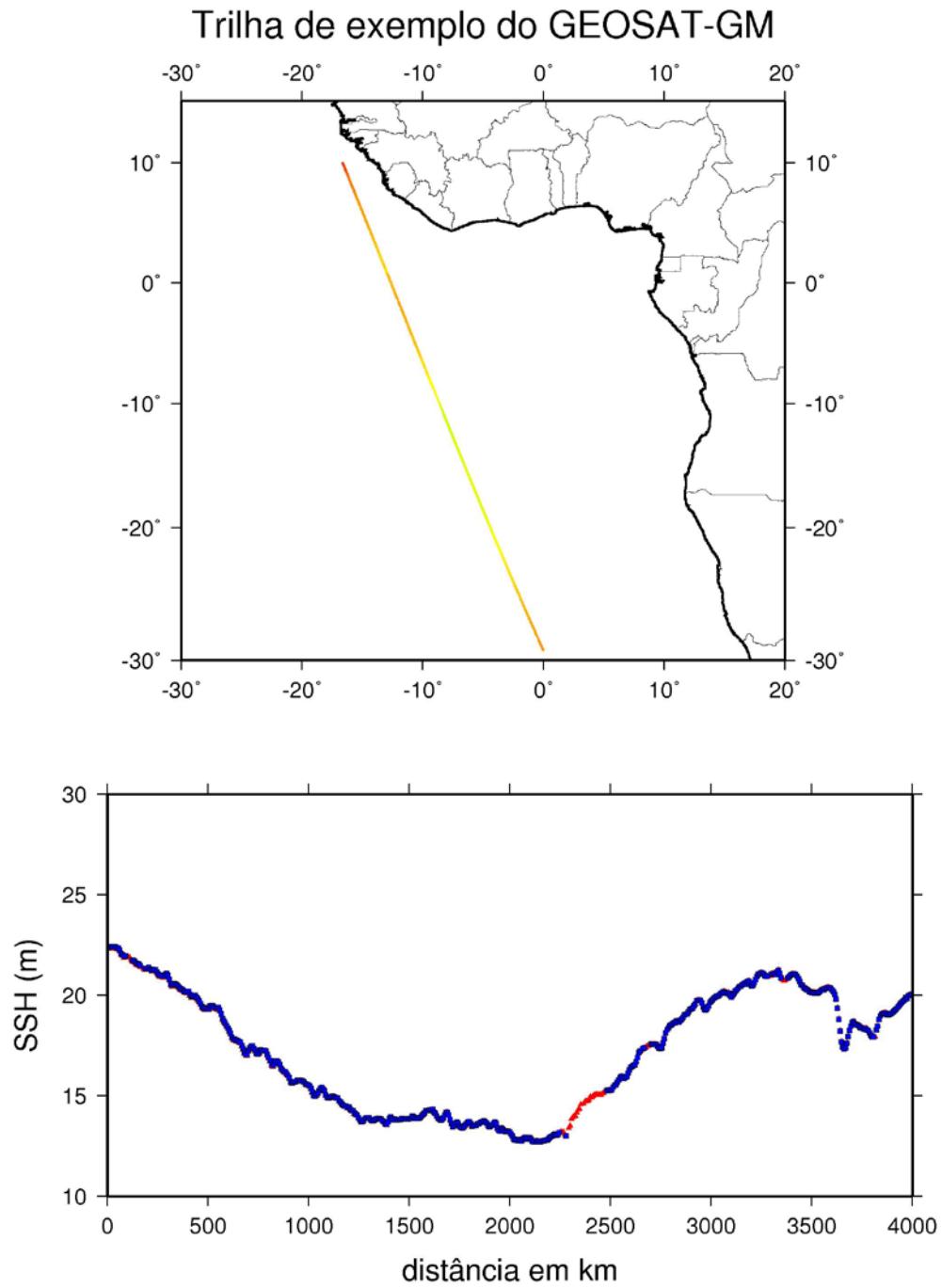


Figura 4.4 – Representação geográfica de uma trilha da missão GEOSAT-GM e distribuição dos valores de SSH ao longo da trilha. Triângulos vermelhos indicam valores brutos, e quadrados azuis indicam valores após a edição e correção dos dados.

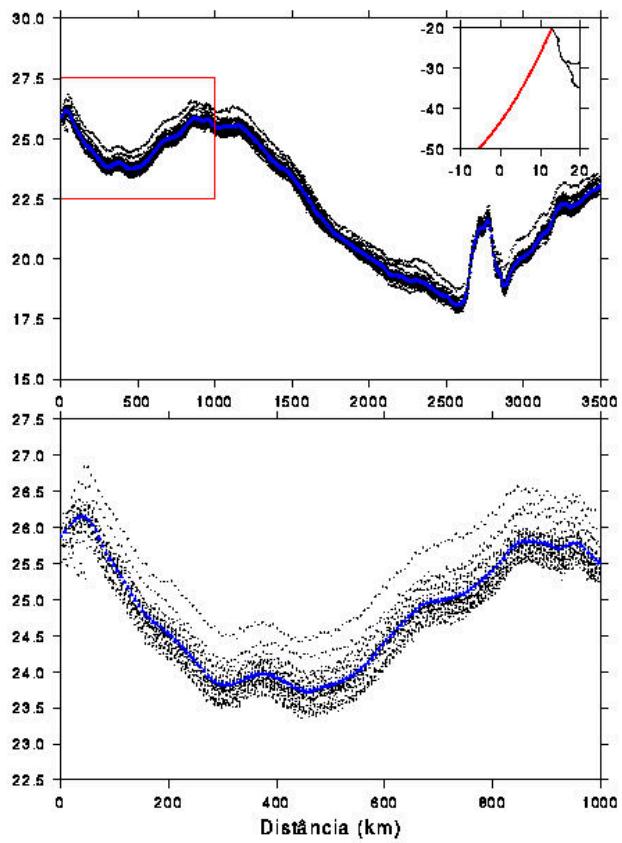


Figura 4.5 – Representação geográfica de uma trilha da missão GEOSAT-ERM e distribuição dos valores de SSH ao longo da trilha para as diversas passagens do satélite. Os pontos azuis representam a média das diversas trilhas representadas em preto. A figura inferior é uma ampliação do recorte indicado em vermelho na figura superior.

4.2.5 - SEASAT

O SEASAT foi o primeiro satélite utilizado para monitorar os oceanos com um radar de abertura sintética (SAR), projetado para demonstrar a viabilidade do monitoramento global dos fenômenos oceanográficos a partir de medidas realizadas a partir de um satélite. Para isso, o SEASAT coletou dados de ventos, temperaturas, altura das ondas, conteúdo de água na atmosfera e topografia da superfície oceânica, em órbita quase polar com perigeu de 793 km e período de 100 minutos. A missão coletou no total apenas 42 horas de informações, iniciando em julho e terminando em meados de outubro de 1978, por uma falha irreversível no sistema de energia do satélite.

Os dados do SEASAT apresentam uma distribuição uniforme quase global, apresentando problemas apenas nas regiões de alta latitude, e Haxby et al. (1983) reportam uma precisão do altímetro de 5 cm e a capacidade de detectar feições do campo de gravidade no oceano com comprimentos de onda de até 50 km, com amplitudes de 5 a 10 mGal, o que revolucionou o conhecimento do campo de gravidade nos oceanos na época. O espaçamento médio entre as trilhas no equador é de 165 km, com uma amostragem de um ponto a cada 7 km ao longo das trilhas, calculado a partir da análise estatística de 10 pontos efetivamente medidos. Uma trilha da missão SEASAT na região de estudo está apresentada na Figura 4.6.

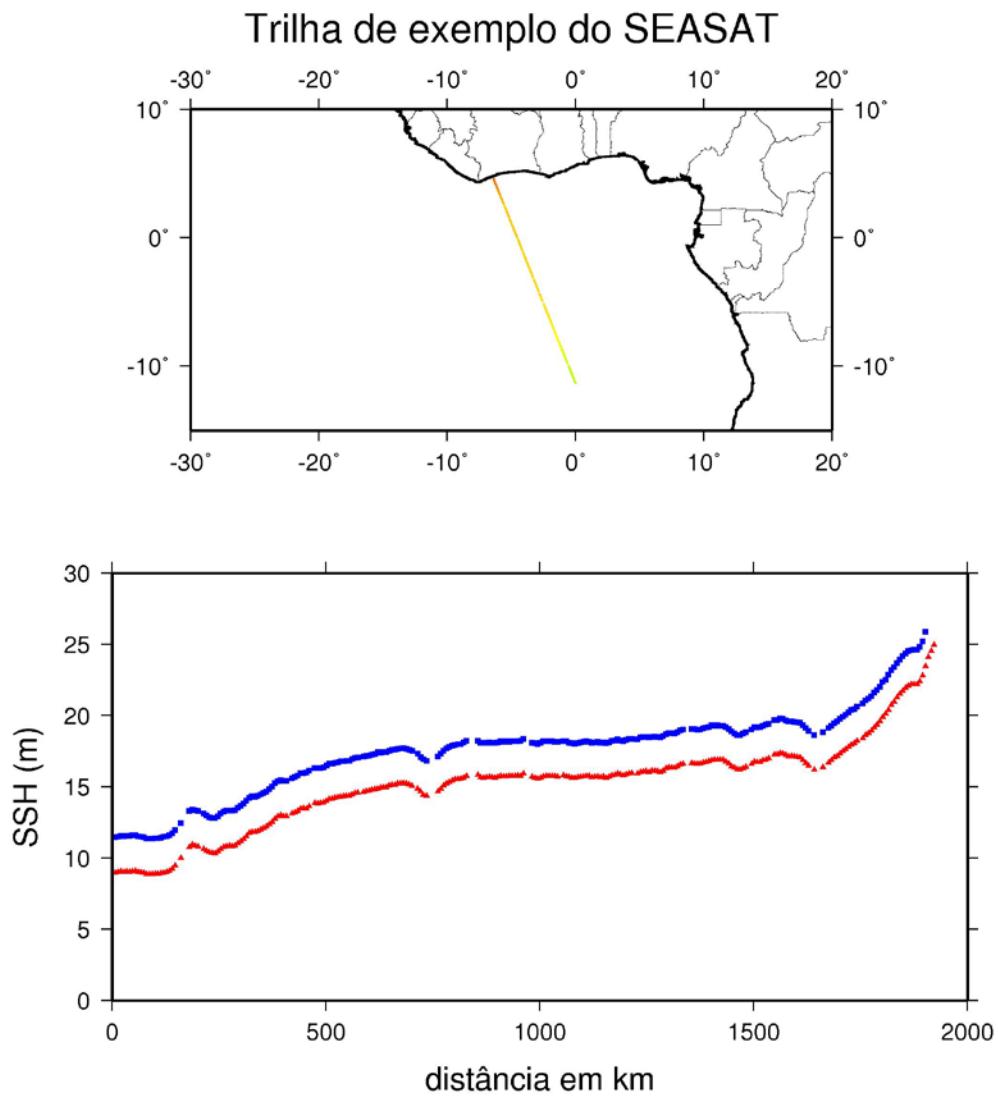


Figura 4.6 – Representação geográfica de uma trilha da missão SEASAT e distribuição dos valores de SSH ao longo da trilha. Triângulos vermelhos indicam valores brutos, e quadrados azuis indicam valores após a edição e correção dos dados.

4.3 - EGM2008

O EGM2008 (Pavlis et al., 2008) é um modelo geopotencial completo até grau e ordem 2159, com coeficientes adicionais que estendem o seu grau até 2190 e mantém sua ordem até 2159, que foi calculado com a utilização das melhores fontes de dados gravimétricos mundiais continentais, oceânicos, aerotransportados e provenientes de medidas de satélite, referenciados ao WGS-84, utilizando os seguintes parâmetros:

- semi-eixo maior do elipsóide $a=6.378.137,00\text{ m}$
- achatamento do elipsóide $f=1/298,257223563$
- produto da massa pela constante gravitacional $GM=3,986004418 \times 10^{14} \text{ m}^3\text{s}^{-2}$
- velocidade angular da Terra $\omega=7292115 \times 10^{-11} \text{ radianos/segundo}$

Os dados de anomalia gravimétrica utilizados foram provenientes de uma grade global de $5'\times 5'$, calculada a partir de todos os dados gravimétricos terrestres, marinhos e aerotransportados disponíveis. Dentre as missões de satélites utilizadas estão as do GEOSAT, ENVISAT, GFO, Jason-1, Topex/Poseidon, ERS1, ERS2, ICEsat e GRACE. O processamento dos dados e sua análise foram realizados pelo grupo de Geodésia da NGA (Agência de Inteligência Geoespacial americana). Maiores detalhes, acesso aos dados e programas disponíveis podem ser encontrados no endereço eletrônico <http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008> (acesso em 06/set/2009).

Neste trabalho foram utilizadas as anomalias ar-livre e altura geoidal do EGM2008 expandido até grau e ordem 360 como valores de referência para os cálculos das anomalias e alturas geoidais residuais. As Figuras 4.7 e 4.8 apresentam estas duas grandezas mapeadas para a região de estudo.

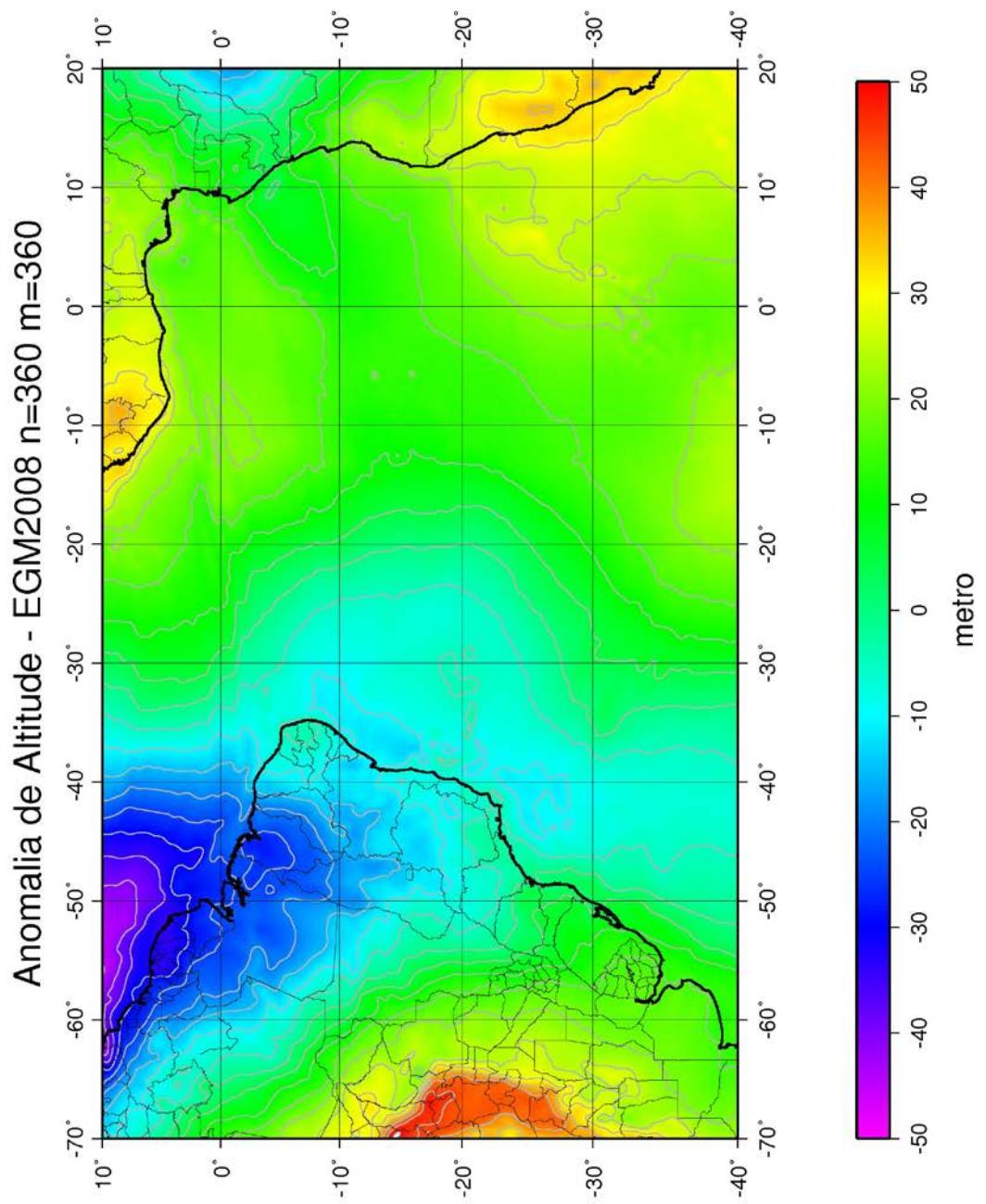


Figura 4.7 – Anomalia de altitude fornecida pelo EGM2008 expandido até grau e ordem 360.

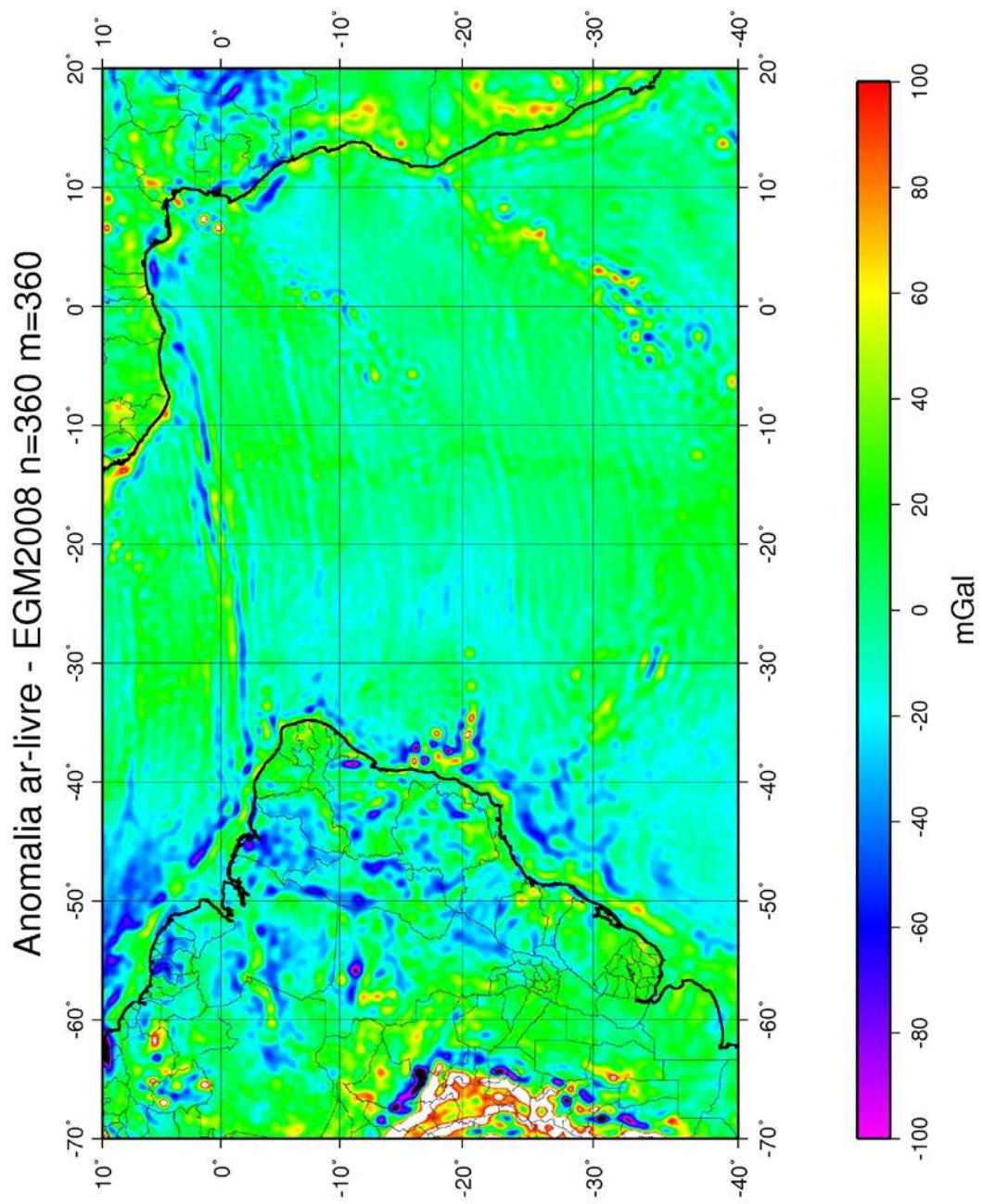


Figura 4.8 – Anomalia ar-livre fornecida pelo EGM2008 expandido até grau e ordem 360.

CAPÍTULO 5 - PROCESSAMENTO DOS DADOS

5.1 - INTRODUÇÃO

O procedimento prático para a utilização do método da CMQ envolve a utilização de grandezas residuais, ou seja, uma componente de longo comprimento de onda é removida dos dados antes do cálculo, utilizando um modelo adequado, normalmente um modelo geopotencial. Assim, o sinal calculado também vai ser um sinal residual, e é necessário restaurar a componente de longo comprimento de onda para se obter o modelo final.

No presente trabalho foi utilizado o EGM2008 (Pavlis et al., 2008) expandido até grau e ordem 360 para o cálculo da componente de longo comprimento de onda, o que permite restringir o raio de busca dos pontos para o cálculo para um valor próximo a 0,25º e assumir a aproximação plana.

5.2 - CÁLCULO DA ALTURA GEOIDAL E DA ANOMALIA AR-LIVRE

As grandezas calculadas neste trabalho são a anomalia de altitude, que nos oceanos coincide com a altura geoidal (N) e será assim referenciada neste trabalho, e a anomalia ar-livre (Δg), tendo como dados de entrada os valores de anomalia ar-livre provenientes da gravimetria marinha (Δg) e de derivada direcional ao longo das trilhas de altura da superfície oceânica (ε), e as expressões para o cálculo do sinal e da variância associada são

$$\begin{Bmatrix} \Delta \hat{g} \\ \hat{N} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} (C_{\Delta g \varepsilon} & C_{\Delta \hat{g} \Delta \hat{g}}) \\ (C_{\hat{N} \varepsilon} & C_{\hat{N} \Delta g}) \end{Bmatrix} \cdot \begin{pmatrix} C_{\varepsilon \varepsilon} + D_{\sigma_\varepsilon^2} & C_{\varepsilon \Delta g} \\ C_{\Delta g \varepsilon} & C_{\Delta g \Delta g} + C_{\sigma_{\Delta g}^2} \end{pmatrix}^{-1} \cdot \begin{Bmatrix} \boldsymbol{\varepsilon} \\ \Delta \mathbf{g} \end{Bmatrix} + \begin{Bmatrix} \Delta g_{REF} \\ N_{REF} \end{Bmatrix} \quad (5.1)$$

e

$$\begin{Bmatrix} \sigma_{\Delta \hat{g}}^2 \\ \sigma_{\hat{N}}^2 \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} C_{\Delta \hat{g} \Delta \hat{g}}^0 - (C_{\Delta g \varepsilon} & C_{\Delta \hat{g} \Delta \hat{g}}) \\ C_{\hat{N} \hat{N}}^0 - (C_{\hat{N} \varepsilon} & C_{\hat{N} \Delta g}) \end{Bmatrix} \cdot \begin{pmatrix} C_{\varepsilon \varepsilon} + D_{\sigma_\varepsilon^2} & C_{\varepsilon \Delta g} \\ C_{\Delta g \varepsilon} & C_{\Delta g \Delta g} + C_{\sigma_{\Delta g}^2} \end{pmatrix}^{-1} \cdot \begin{Bmatrix} (C_{\Delta g \varepsilon}^T) \\ (C_{\Delta \hat{g} \Delta \hat{g}}^T) \\ (C_{\hat{N} \varepsilon}^T) \\ (C_{\hat{N} \Delta g}^T) \end{Bmatrix} \quad (5.2)$$

onde:

- $\boldsymbol{\varepsilon}$ e $\Delta\mathbf{g}$ são vetores contendo as derivadas da altura geoidal ao longo das trilhas e as anomalias ar-livre, ambas residuais;
- $\mathbf{C}_{\varepsilon\varepsilon}$ é a matriz contendo as covariâncias entre as derivadas da altura geoidal ao longo das trilhas;
- $\mathbf{C}_{\Delta g \varepsilon}$ é a matriz contendo as covariâncias entre as anomalias ar-livre e as derivadas da altura geoidal ao longo das trilhas;
- $\mathbf{C}_{\Delta g \Delta g}$ é a matriz contendo as covariâncias entre as anomalias ar-livre;
- $\mathbf{C}_{N\varepsilon}$ é a matriz contendo as covariâncias entre a altura geoidal e as derivadas da altura geoidal ao longo das trilhas;
- $\mathbf{C}_{N\Delta g}$ é a matriz contendo as covariâncias entre a altura geoidal e anomalia ar-livre;
- $\Delta\hat{g}$ é a anomalia ar-livre estimada nos pontos calculados;
- \hat{N} é a altura geoidal estimada nos pontos calculados;
- $\mathbf{C}_{\Delta\hat{g}\Delta\hat{g}}^0$ é a variância dos dados estimados de anomalia ar-livre;
- $\mathbf{C}_{\hat{N}\hat{N}}^0$ é a variância dos dados estimados de altura geoidal;
- $\mathbf{D}_{\sigma_{\Delta g}^2}$ é a variância dos ruídos da anomalia ar-livre;
- $\mathbf{C}_{\Delta\hat{g}\Delta\hat{g}}^0$ é a variância dos ruídos das derivadas da altura geoidal ao longo das trilhas;
- Δg_{REF} é a componente sistemática da anomalia ar-livre calculada pelo modelo EGM2008 expandido até grau e ordem 360, e
- N_{REF} é a componente sistemática da altura geoidal calculada pelo modelo EGM2008 expandido até grau e ordem 360.

5.3 - EXTRAÇÃO E CONVERSÃO DOS DADOS DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE

Os dados de altimetria por satélite normalmente são distribuídos na forma de GDR (Geophysical Data Record) (Cheney et al., 1991) ou OPR (Ocean Products) (Dumont et al., 1995), arquivos em formato binário com a informação no formato *big-endian* (formato nativo utilizado em estações de trabalho), sendo necessário convertê-los para o formato ASCII para serem lidos e editados. A descrição dos formatos GDR e POR utilizados neste trabalho encontra-se no Apêndice I.

Cada um destes formatos apresenta a medida, as coordenadas, o tempo e as correções geofísicas pertinentes a cada ponto de observação. No presente estudo a extração dos dados manteve todos os campos presentes na estrutura original, convertidos

CAPÍTULO 5 - PROCESSAMENTO DOS DADOS

para ASCII, para permitir a análise não somente da SSH, mas também de todas as correções associadas aos pontos. No presente trabalho os dados de satélite utilizados tiveram seu cálculo de órbita atualizado pelo modelo JGM-3 (Joint Gravity Model 3).

A Figura 5.1 mostra os registros iniciais dos dados do SEASAT, ERS-1 e GEOSAT-GM após a extração e conversão. Os pontos de cada satélite presentes na área de estudo são mostrados com seu valor bruto de SSH nas Figuras 5.2, 5.3 e 5.4, utilizando-se uma escala de cores. Deve-se notar que os dados brutos apresentam valores diferentes para cada satélite pelas diferentes características de órbita e de altímetro. As características dos dados estão listadas na Tabela 5.1.

ERS-1-GM
292643359.959432 -39.954283 317.283172 788151494 -8961 15 1004 176 -2316 -34 -8 -159 -120 9 15 171 0
292643360.939657 -39.896794 317.264433 788127117 -8991 18 1010 214 -2316 -33 -8 -161 -120 9 15 171 0
292643361.920126 -39.839289 317.245714 788102734 -8921 10 1010 172 -2316 -33 -8 -168 -119 9 15 172 0
292643362.900594 -39.781781 317.227019 788078351 -9031 12 1021 209 -2316 -33 -8 -172 -118 9 15 172 0
292643363.880819 -39.724284 317.208353 788053975 -8981 17 1027 211 -2316 -33 -8 -171 -117 9 15 172 0
GEOSAT-GM
7715371.821044 -29.253553 359.976901 785903694 22398 2 -72 785903557 16384
7715372.800966 -29.198626 359.949049 785908647 22297 4 -72 785908511 16384
7715373.780888 -29.143695 359.921222 785913626 22335 2 -72 785913490 16384
7715374.760809 -29.088760 359.893421 785918632 22325 2 -72 785918496 16384
7715375.740731 -29.033819 359.865644 785923665 22319 2 -72 785923528 16384
SEASAT
16176136.186914 -11.342243 359.985351 793676970 891 0 1196 895 895 893 892 891 891 892 889 891 889 195 42
1326 3256 19 32767 32767 -106 352 -208 32767 -2324 -32 -2 -28 57
16176137.166957 -11.286539 359.962509 793674817 895 0 1198 889 889 891 893 893 896 897 899 902 901 151 22
1101 3253 18 32767 32767 -106 353 -208 32767 -2324 -32 -2 -28 29
16176138.147030 -11.230830 359.939651 793672692 903 0 1202 902 902 903 903 904 904 904 904 904 129 22
1359 3257 19 32767 32767 -106 353 -208 32767 -2323 -32 -2 -29 60
16176139.127069 -11.175122 359.916793 793670594 906 0 1208 905 906 906 32767 32767 32767 908 907 908 906
151 22 1369 3255 18 32767 32767 -106 354 -208 32767 -2323 -33 -2 -29 61
16176140.107107 -11.119412 359.893936 793668525 901 1 1214 906 904 903 901 901 900 900 900 903 217 21
1341 3260 20 32767 32767 -106 355 -208 32767 -2323 -33 -2 -29 58

Figura 5.1 – Alguns registros contendo os dados brutos referentes às missões ERS-1-GM, GEOSAT-GM e SEASAT.

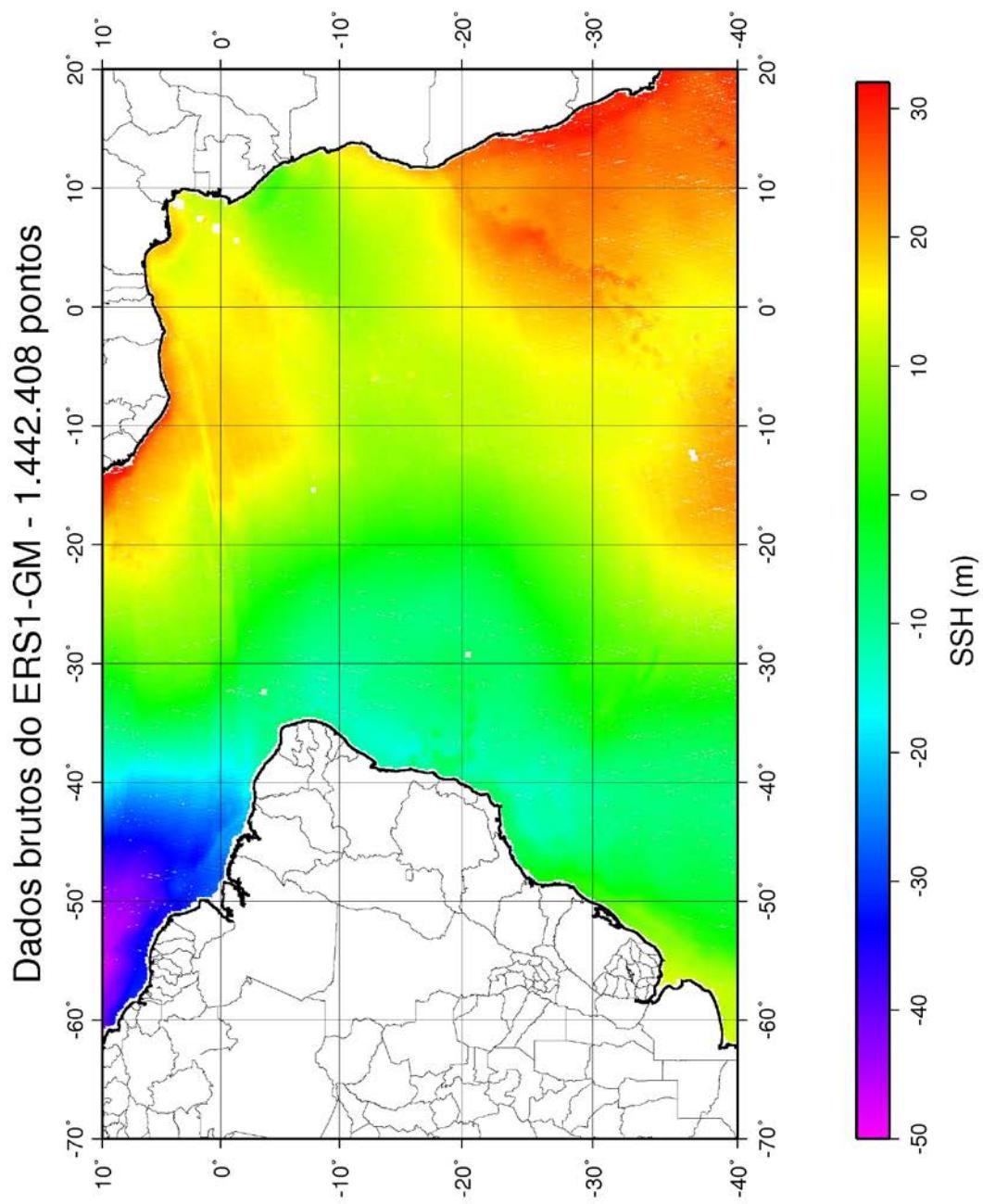


Figura 5.2 – Dados brutos dos pontos de altimetria fornecidos pela missão ERS-1-GM. As cores dos pontos indicam o valor da medida bruta de SSH.

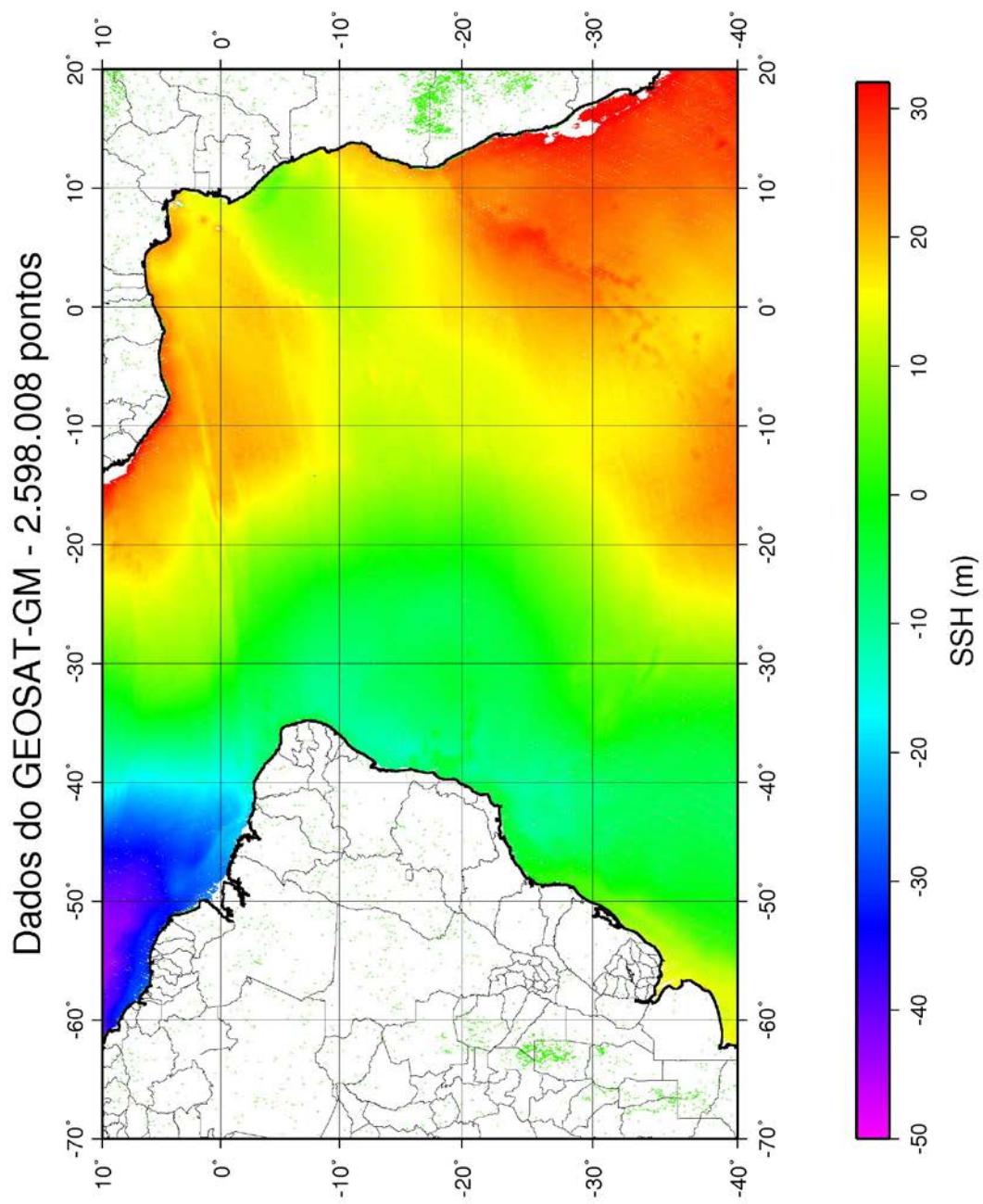


Figura 5.3 – Dados brutos dos pontos de altimetria fornecidos pela missão GEOSAT-GM. As cores dos pontos indicam o valor da medida bruta de SSH.

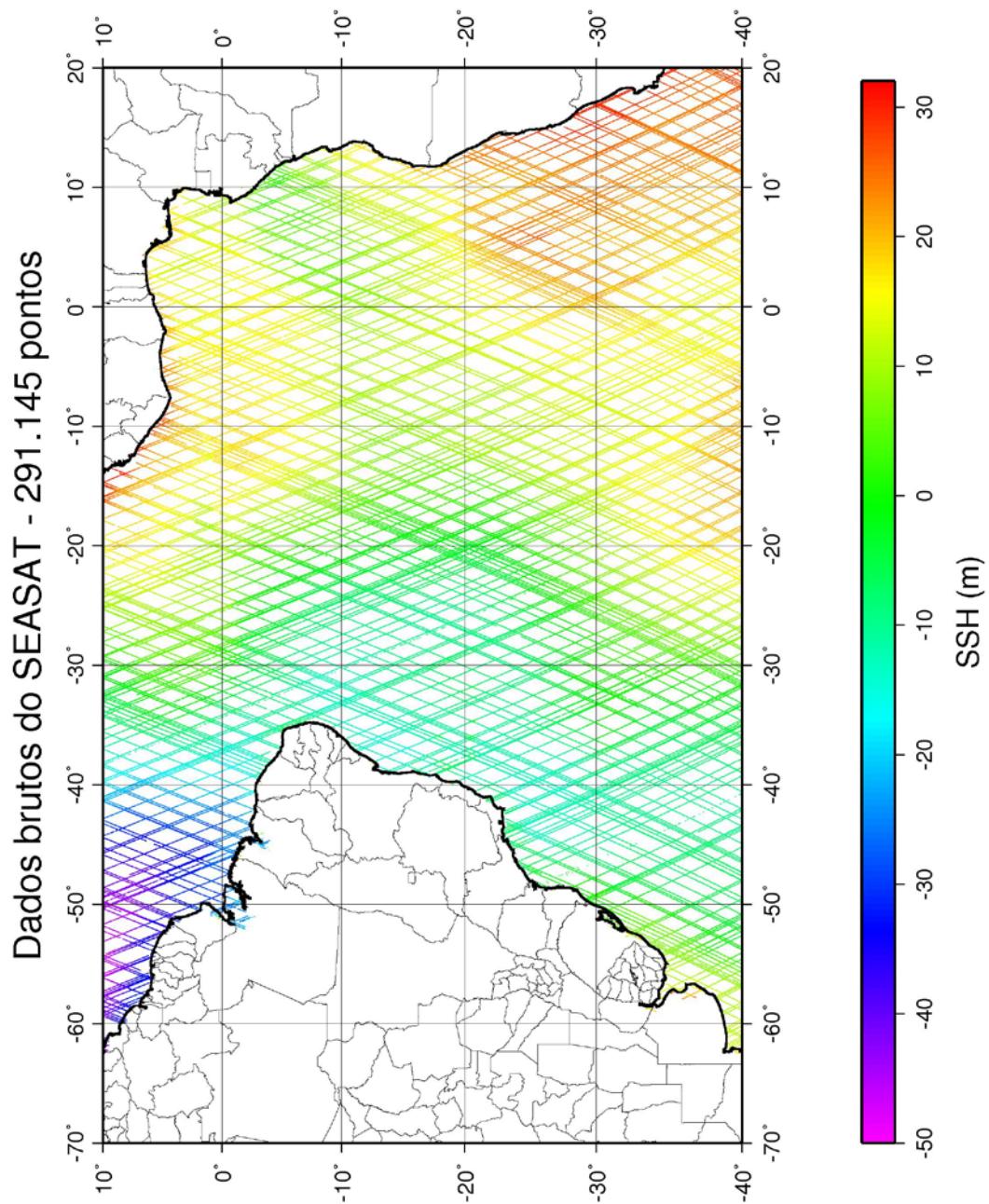


Figura 5.4 – Dados brutos dos pontos de altimetria fornecidos pela missão SEASAT. As cores dos pontos indicam o valor da medida bruta de SSH.

MISSÃO	Número de pontos	Valor máximo (m)	Valor mínimo (m)
ERS-1-GM	1.442.408	33,5870	-45,3542
GEOSAT-GM	2.598.008	47,8048	-45,3571
SEASAT	291.118	33,6872	-45,3137

Tabela 5.1 – Características dos dados brutos das missões utilizadas neste trabalho

5.4 - APLICAÇÃO DAS CORREÇÕES AOS DADOS DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE

Os valores de SSH bruta devem ser corrigidos segundo a seguinte fórmula (Cheney et al., 1991)

$$\text{SSH}_{\text{corr}} = h - \text{DRY} - \text{WET} - \text{IONO} - \text{OTID} - \text{LTID} - \text{STID} - \text{PTID} - \text{IB} + 0,55 \text{ SWH} \quad (5.3)$$

onde

- h altura instantânea da superfície do mar medida pelo satélite
- DRY correção devida à quantidade de ar entre o sensor e a superfície do mar
- WET correção devida à quantidade de vapor d'água existente entre o sensor e a superfície do mar
- IONO correção devida à quantidade de elétrons existente entre o sensor e a superfície do mar
- OTID correção devida à maré oceânica
- LTID correção devida à carga da maré oceânica
- STID correção devida à maré terrestre
- PTID correção devida à maré polar
- IB correção de barômetro invertido
- SWH altura significativa de onda

Estas correções estão presentes nos GDRs/OPRs e utilizam em geral dados dos melhores e mais atualizados modelos atmosféricos e de maré.

Após a aplicação das correções é necessário verificar se os pontos apresentam valores corrigidos de SSH aceitáveis; nesta etapa alguns dados são excluídos do conjunto por não obedecerem a determinados critérios pré-estabelecidos (Sandwell e McAdoo, 1990; Cazenave, 1996; Chelton, 2001) listados a seguir.

CAPÍTULO 5 - PROCESSAMENTO DOS DADOS

Um ponto do conjunto de dados do SEASAT será descartado se:

- Desvio padrão de cada conjunto de 10 pontos amostrados em 1/10 de segundo utilizados no cálculo de h (σ_h) > 10 cm;
- Significant Wave Height (SWH) > 800 cm;
- Diferença entre a SSH e a altura média do mar $\geq 15m$;
- Valor absoluto da SSH > 100m;
- Pontos com indicação de estarem sobre terra ou gelo.

Um ponto do conjunto de dados do GEOSAT-GM será descartado se:

- Desvio padrão de cada conjunto de 10 pontos amostrados em 1/10 de segundo utilizados no cálculo de h (σ_h) > 15 cm;
- Significant Wave Height (SWH) > 800 cm;
- Diferença entre a SSH e a altura média do mar $\geq 15m$;
- Valor absoluto da SSH > 100m;
- Pontos com indicação de estarem sobre terra ou gelo.

Um ponto do conjunto de dados do ERS-1-GM será descartado se:

- Desvio padrão de cada conjunto de 10 pontos amostrados em 1/10 de segundo utilizados no cálculo de h (σ_h) > 16 cm;
- Significant Wave Height (SWH) > 600 cm;
- Diferença entre a SSH e a altura média do mar $\geq 15m$;
- Valor absoluto da SSH > 100m;
- Pontos com indicação de estarem sobre terra ou gelo.

A distribuição dos pontos corrigidos de SSH está mostrada nas Figuras 5.5, 5.6 e 5.7, e as características destes conjuntos de dados são apresentadas na Tabela 5.2.

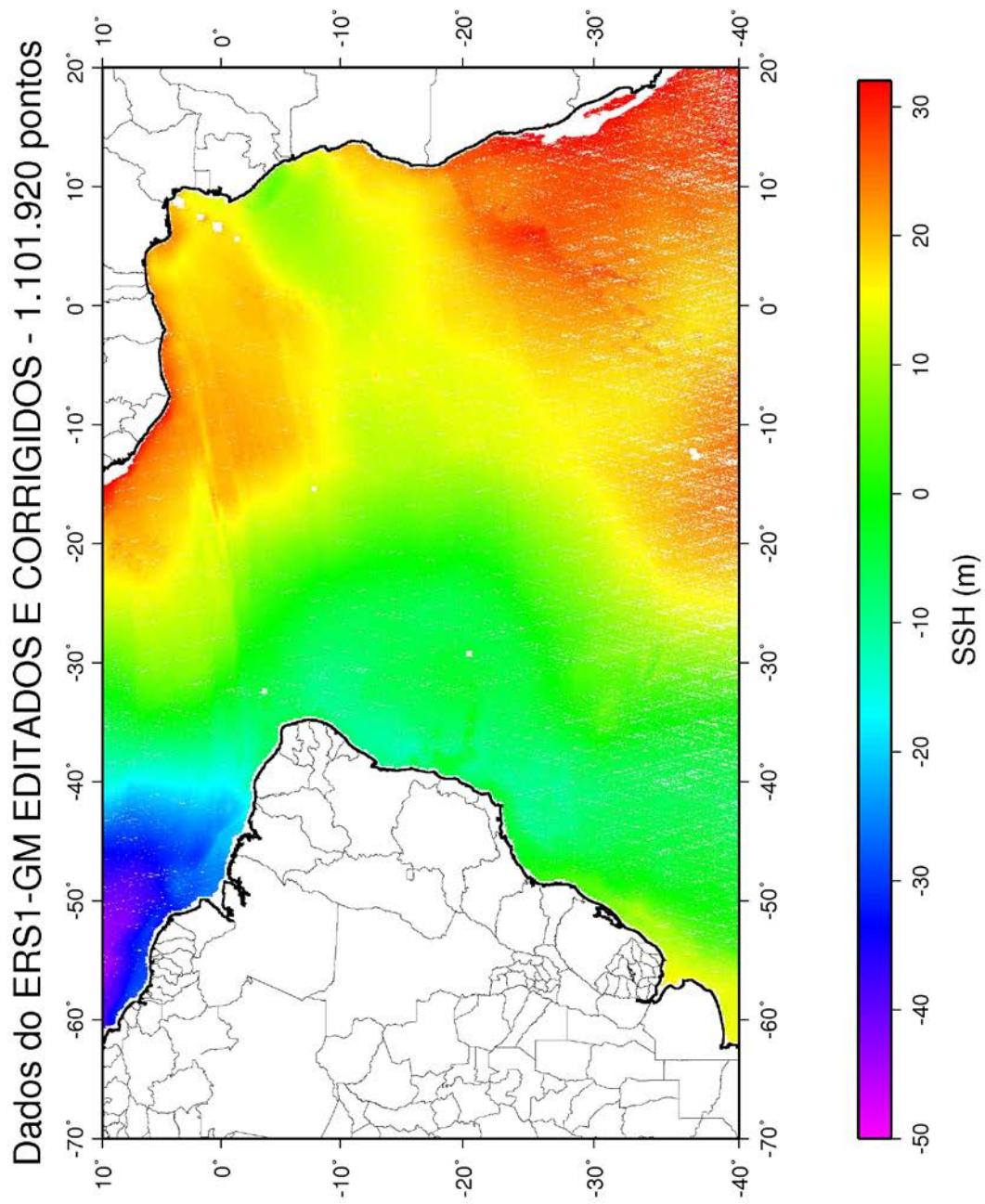


Figura 5.5 – Dados corrigidos dos pontos de altimetria fornecidos pela missão ERS-1-GM. As cores dos pontos indicam o valor da medida corrigida de SSH.

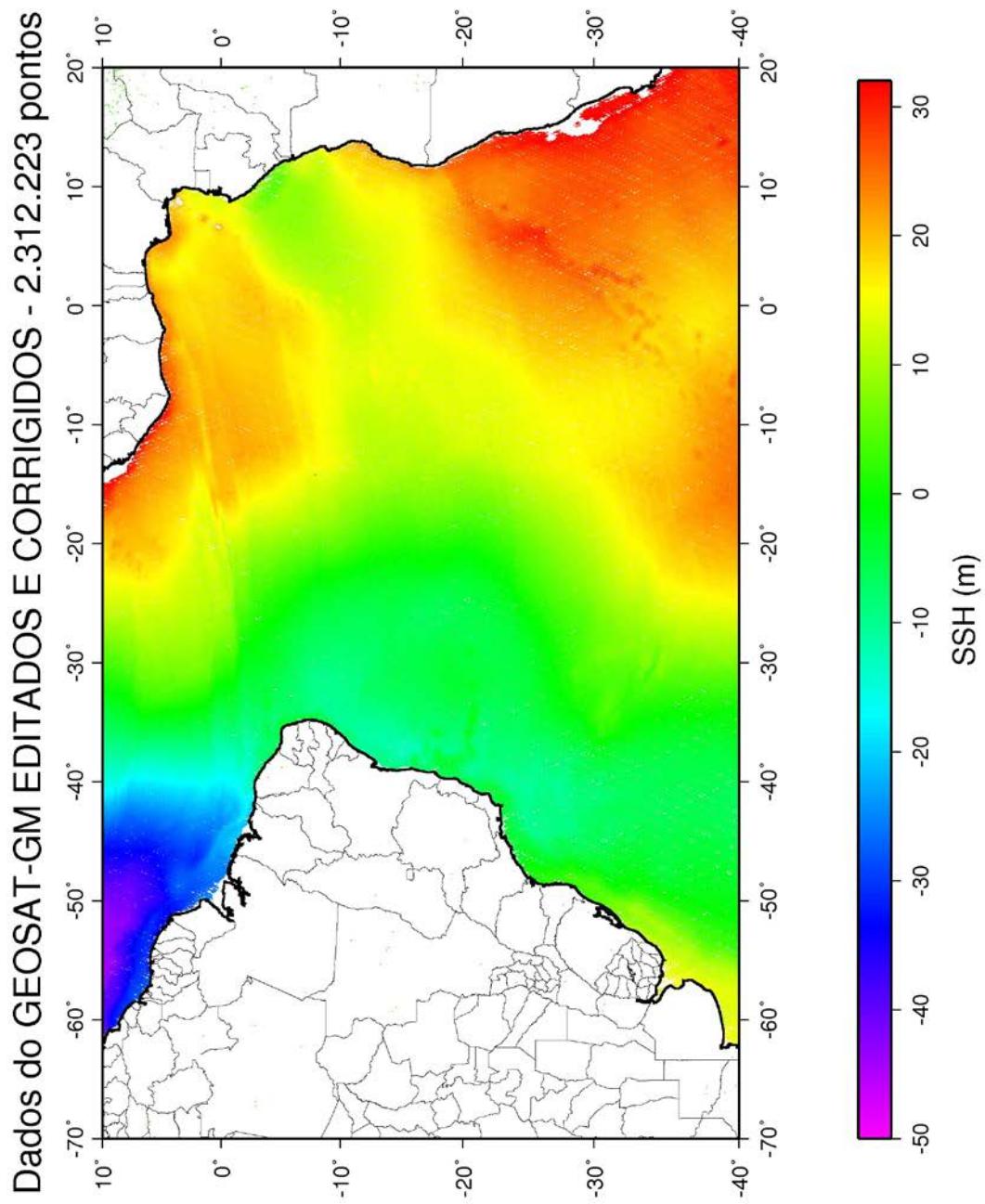


Figura 5.6 – Dados corrigidos dos pontos de altimetria fornecidos pela missão GEOSAT-GM. As cores dos pontos indicam o valor da medida corrigida de SSH.

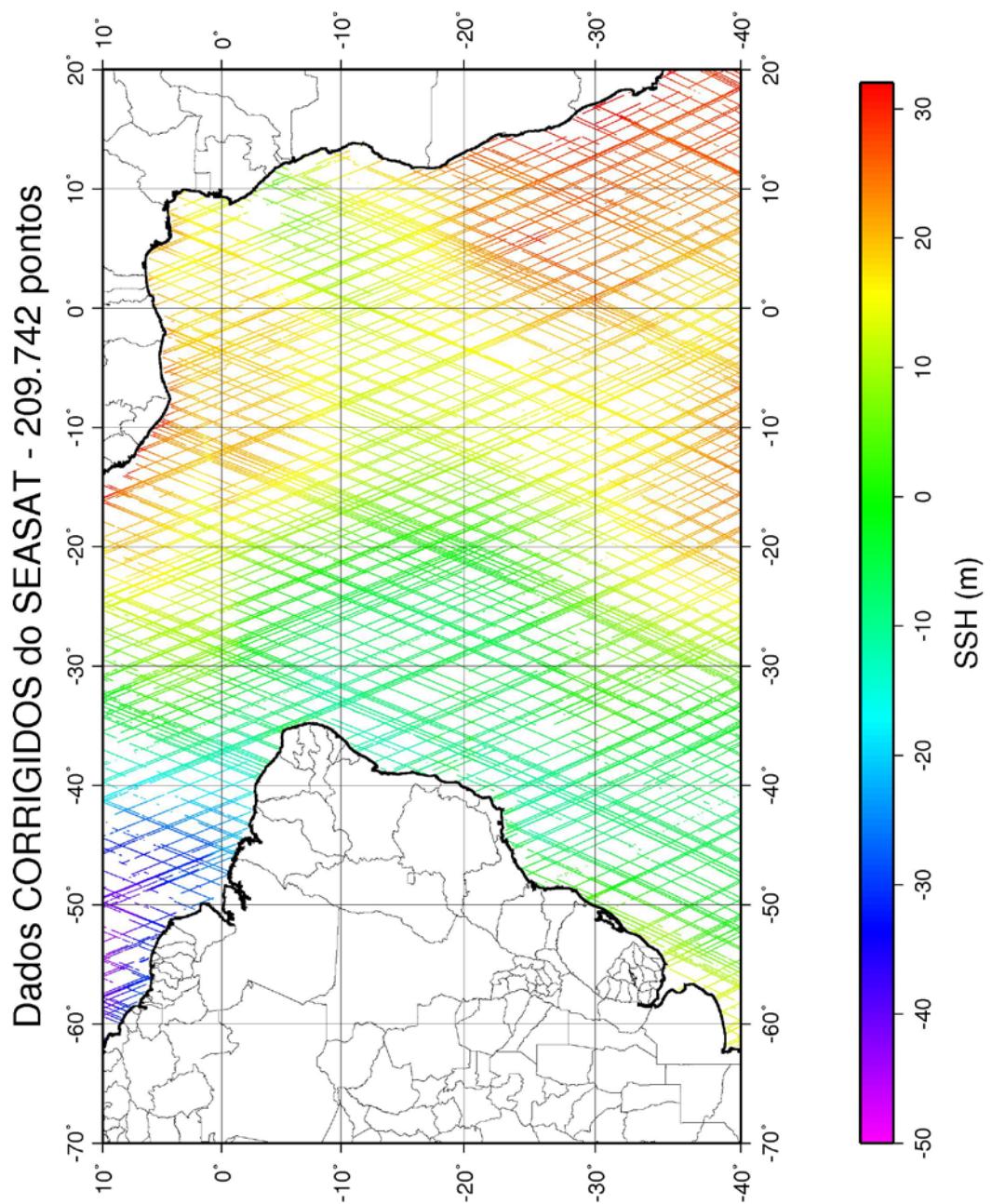


Figura 5.7 – Dados corrigidos dos pontos de altimetria fornecidos pela missão SEASAT. As cores dos pontos indicam o valor da medida corrigida de SSH.

MISSÃO	Número de pontos	Valor máximo (m)	Valor mínimo (m)
ERS-1-GM	1.101.920	34,9862	-44,3866
GEOSAT-GM	2.312.223	35,2630	-45,0410
SEASAT	209.742	33,9600	-45,7121

Tabela 5.2 – Características dos dados corrigidos das missões utilizadas neste trabalho

O conjunto final de observações de altimetria por satélite e geofísica marinha é apresentado na Figura 5.8. Esta distribuição permite avaliar a melhor resolução para o cálculo do modelo integrado, que deve ser compatível com a distribuição global dos dados. No presente trabalho, o cálculo da distância média entre os pontos para toda a região mostrou valores entre 3,17 km para regiões com abundância de dados de gravimetria marinha e 3,33 km para regiões onde não existiam estes dados. Assim, a melhor resolução para o modelo a ser calculado é de 2 minutos de grau (0,03333 graus, correspondente a cerca de 3,7 km no equador).

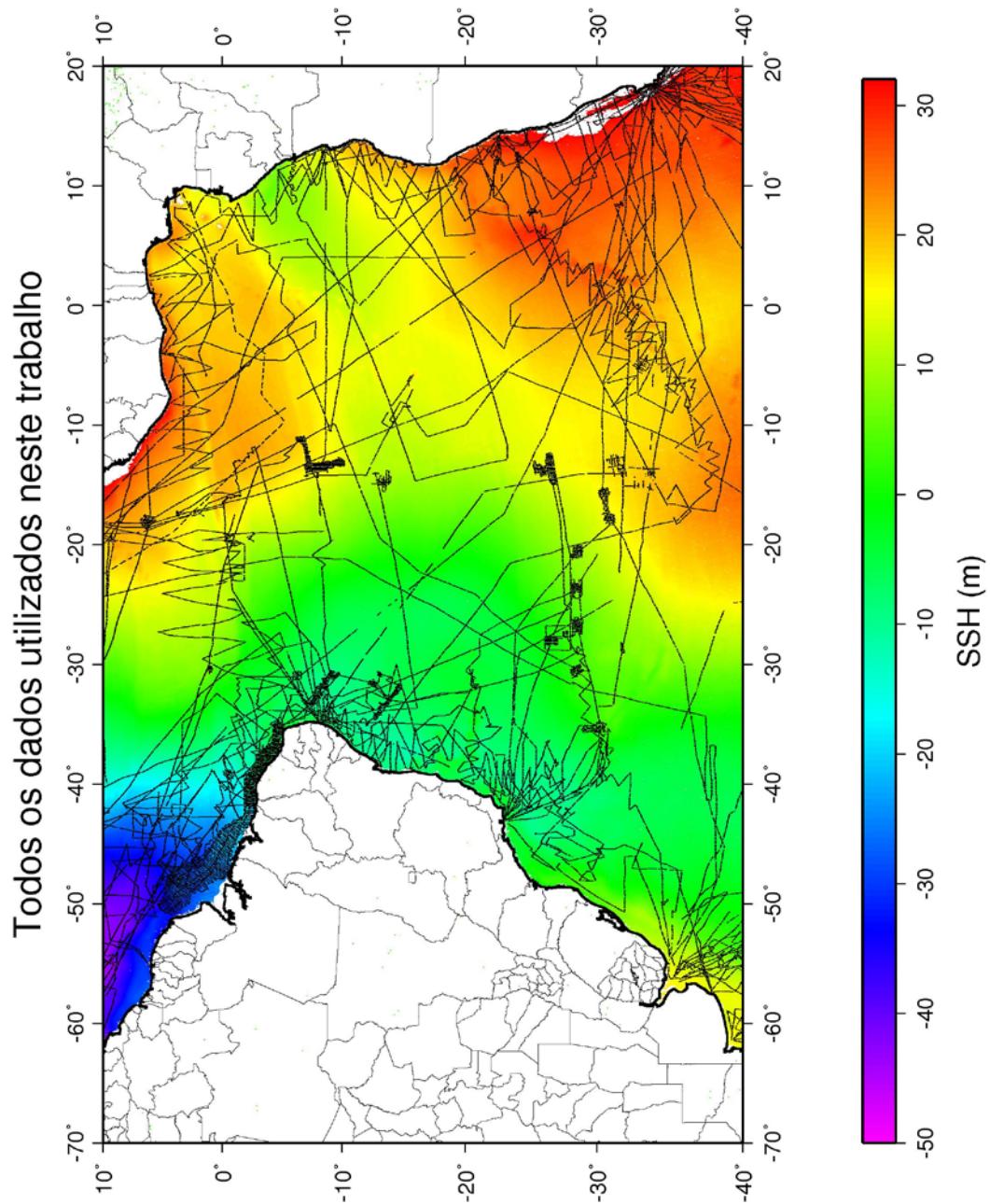


Figura 5.8 – Distribuição de todos os pontos utilizados neste trabalho. As cores dos pontos no caso das missões de satélite indicam o valor da medida corrigida de SSH. Os pontos corrigidos de navio indicam anomalia ar-livre e estão representados em cor preta.

5.5 - SEPARAÇÃO DAS TRILHAS DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE

Para o cálculo dos gradientes direcionais da SSH ao longo das trilhas (SSG) é necessário separar o conjunto de pontos de cada satélite em dois subconjuntos, um contendo as trilhas ascendentes e outro as trilhas descendentes. Esta separação é realizada utilizando as informações do tempo e das coordenadas de cada ponto, com os quais se pode caracterizar se um ponto pertence a uma trilha ou se ele marca o início de uma nova trilha na região considerada. É fundamental uma atenção especial para os locais onde as trilhas apresentam regiões sem pontos (*gaps*), pois neste caso podem surgir problemas no algoritmo de separação das trilhas.

As trilhas ascendentes e descendentes dos satélites utilizados neste trabalho encontram-se representadas na Figura 5.9, 5.10 e 5.11.

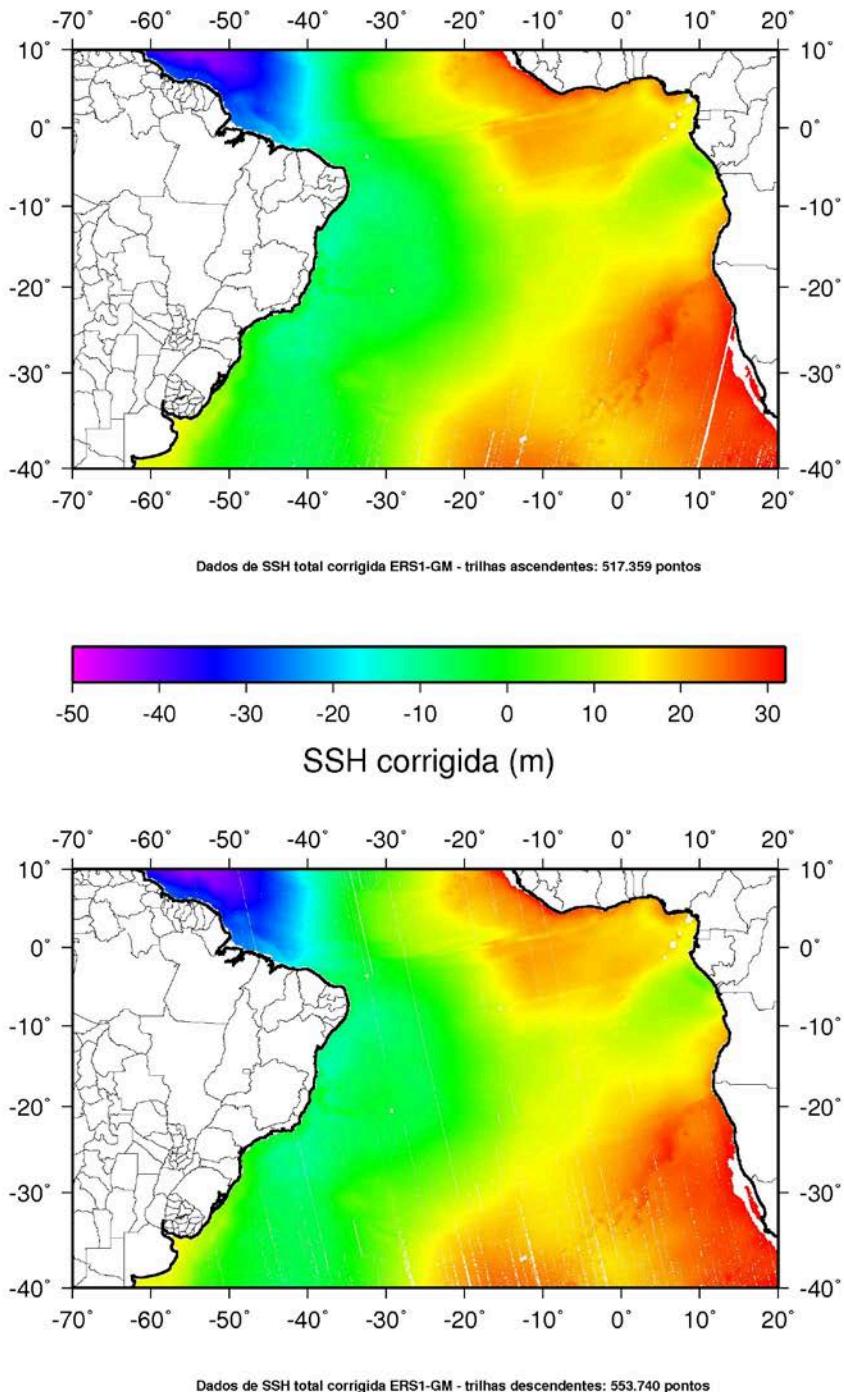


Figura 5.9 – Distribuição das trilhas ascendentes e descendentes da missão ERS-1-GM.

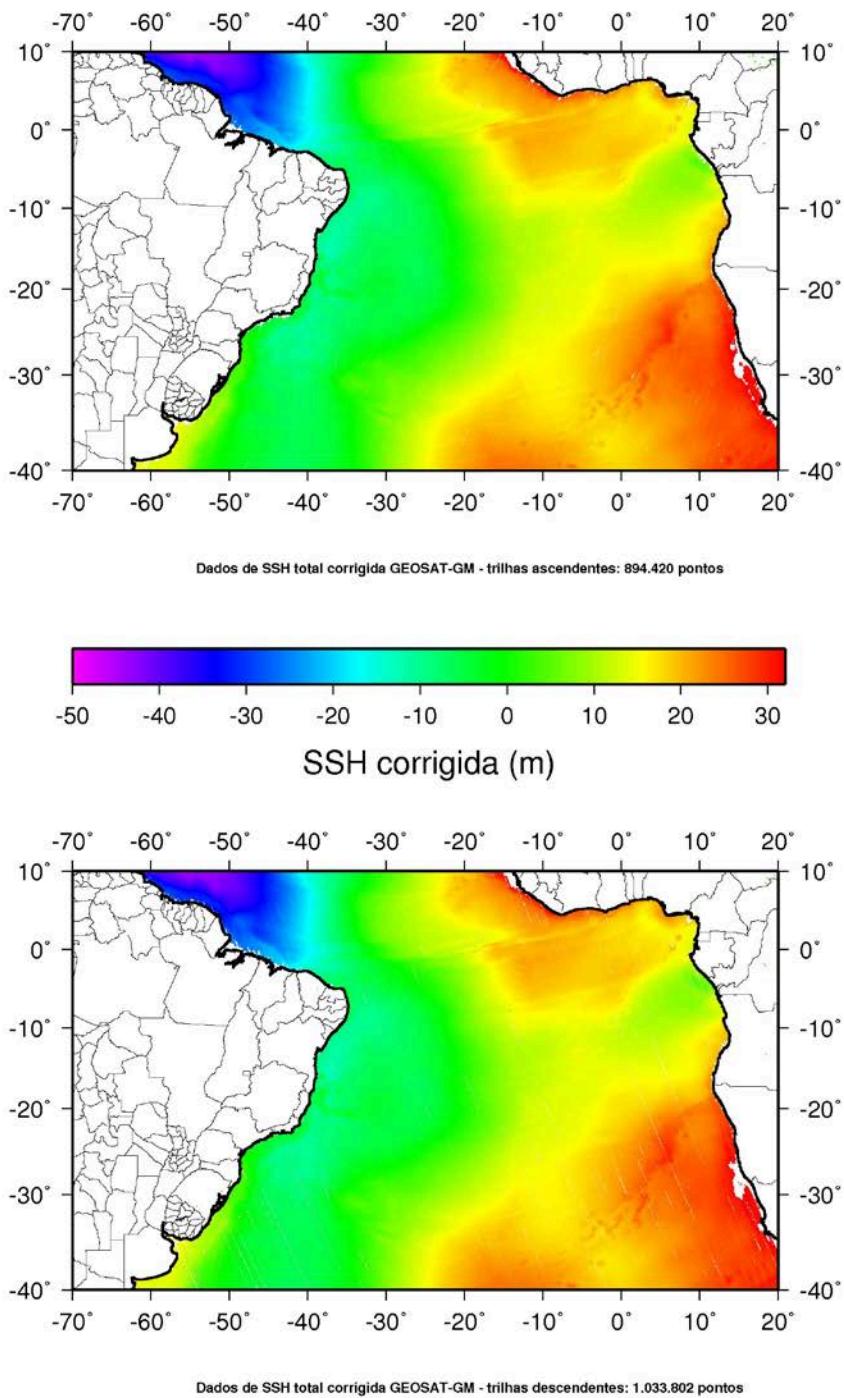


Figura 5.10 – Distribuição das trilhas ascendentes e descendentes da missão GEOSAT-GM.

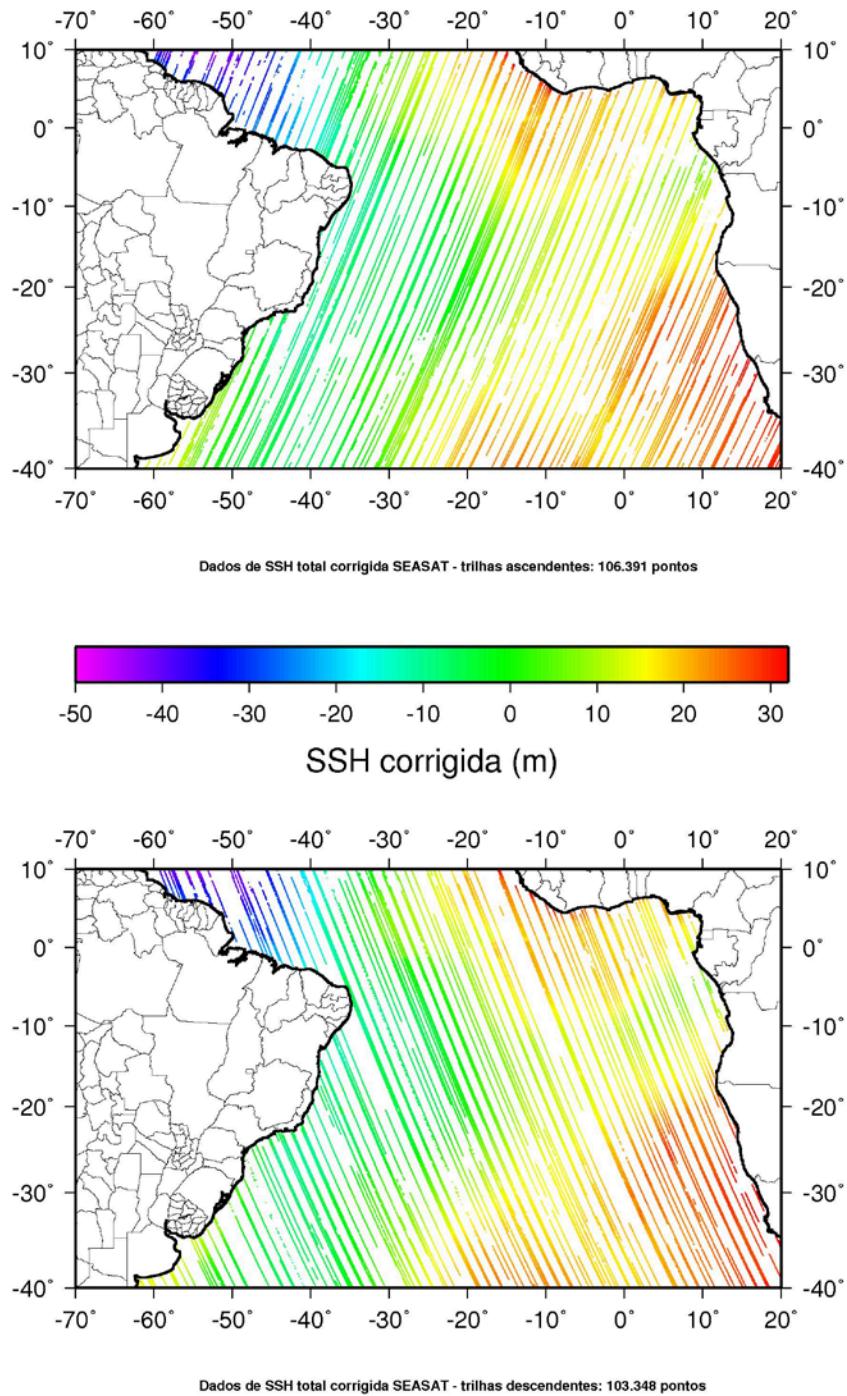


Figura 5.11 – Distribuição das trilhas ascendentes e descendentes da missão SEASAT.

5.6 - DIFERENCIACÃO DOS VALORES DE SSH AO LONGO DAS TRILHAS

As derivadas direcionais ao longo da trilha de SSH (denominadas de SSG) foram calculadas considerando-se os valores de SSH e a distância entre pontos consecutivos, desde que respeitada uma distância máxima permitível entre pontos, para evitar que regiões com a ausência de pontos possam gerar valores que não correspondem à realidade. Adicionalmente, foram calculados os azimutes locais de cada trilha, definido pelos pontos considerados, por serem necessários posteriormente na decomposição dos valores e cálculos das covariâncias. As coordenadas e o tempo associados ao valor de SSG assim calculado foram assumidos como a média dos valores correspondentes aos pontos em questão.

Os valores de SSG assim calculados para as trilhas ascendentes e descendentes dos satélites utilizados neste estudo estão representados nas Figuras 5.12, 5.13 e 5.14, e permitem visualizar as principais estruturas do assoalho oceânico, em particular as zonas de fratura e os limites da plataforma continental.

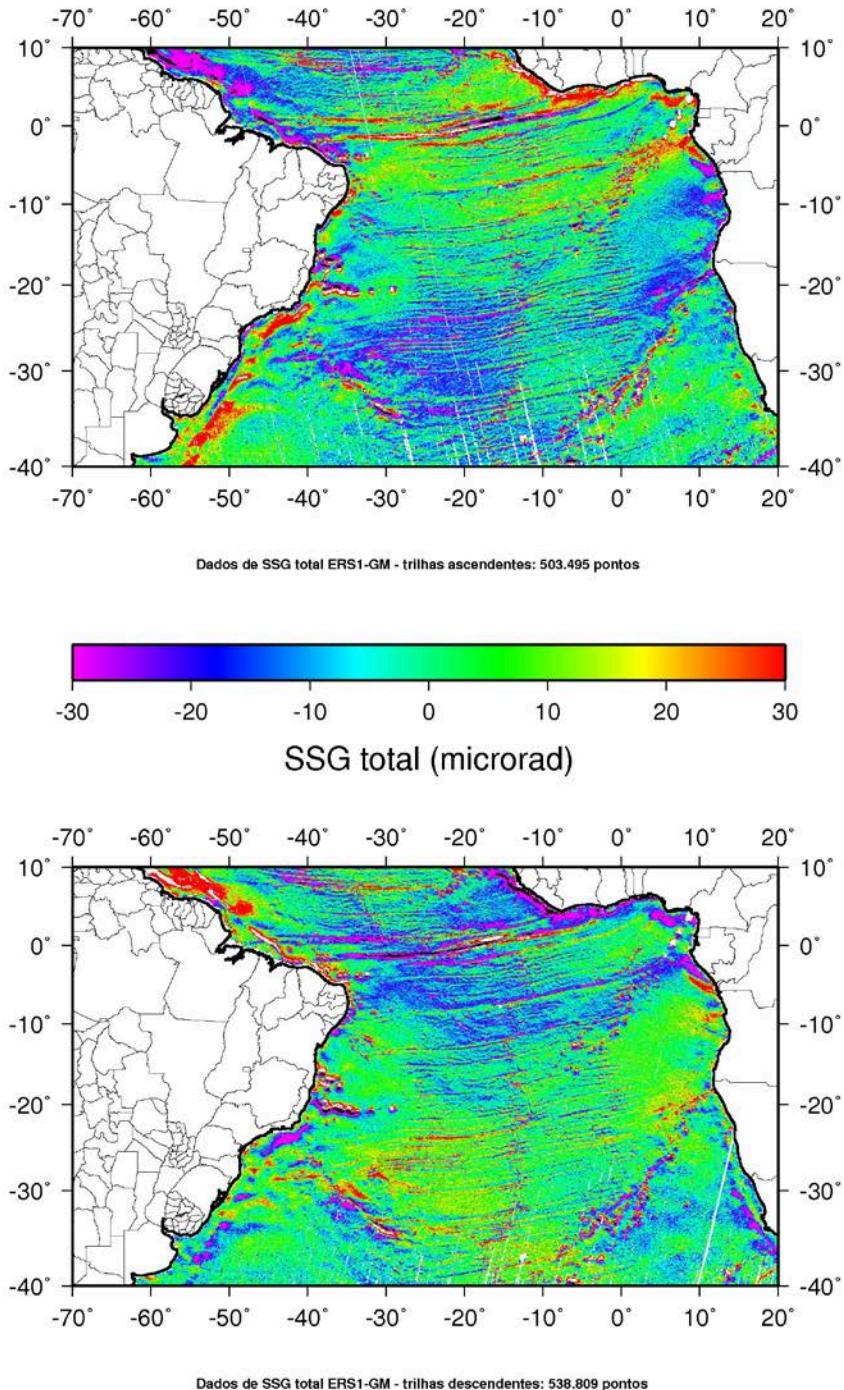


Figura 5.12 – Distribuição das derivadas direcionais da SSH total ao longo das trilhas da missão ERS-1-GM. As cores dos pontos indicam o valor da derivada da SSH.

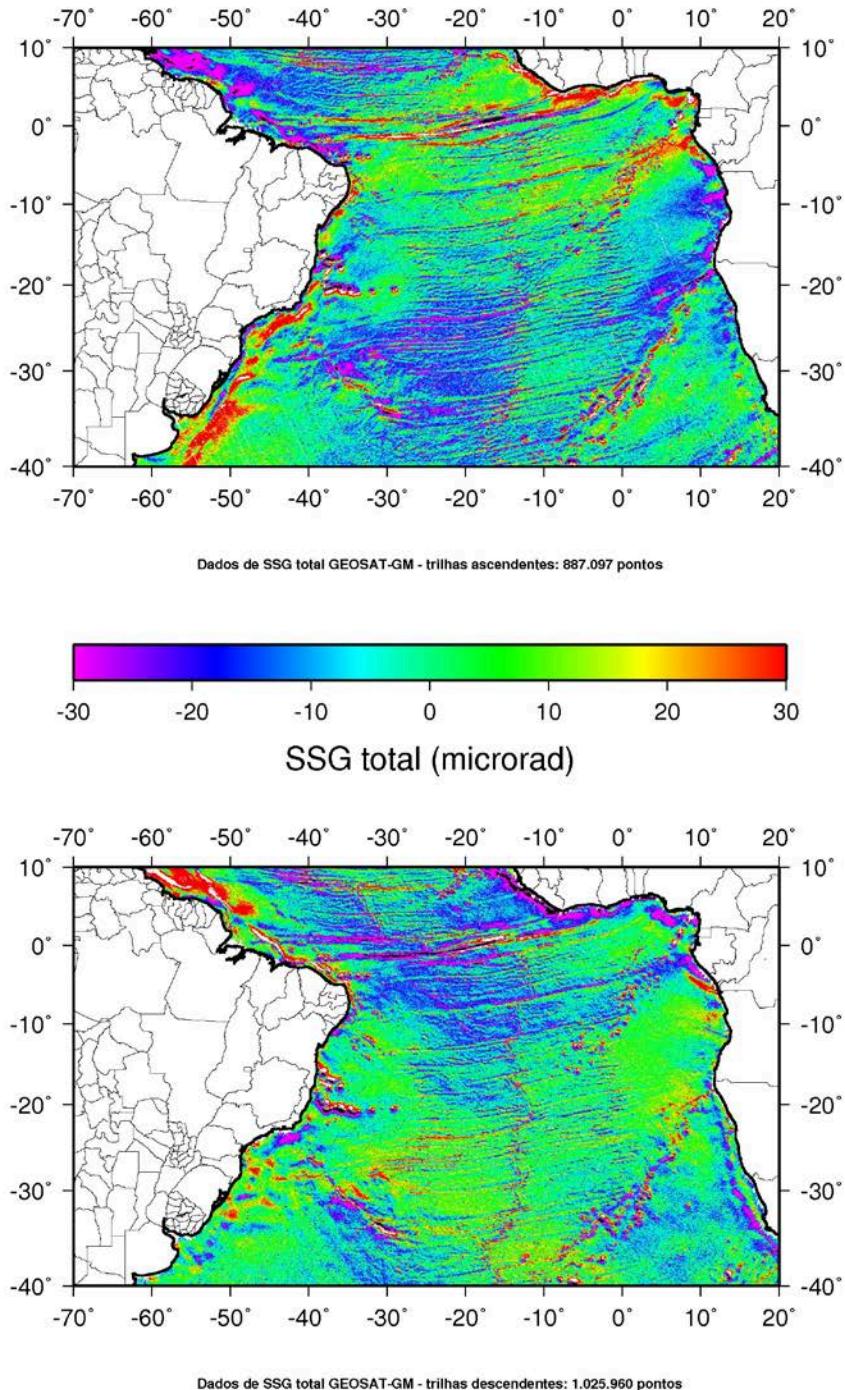


Figura 5.13 – Distribuição das derivadas direcionais da SSH total ao longo das trilhas da missão GEOSAT-GM. As cores dos pontos indicam o valor da derivada da SSH.

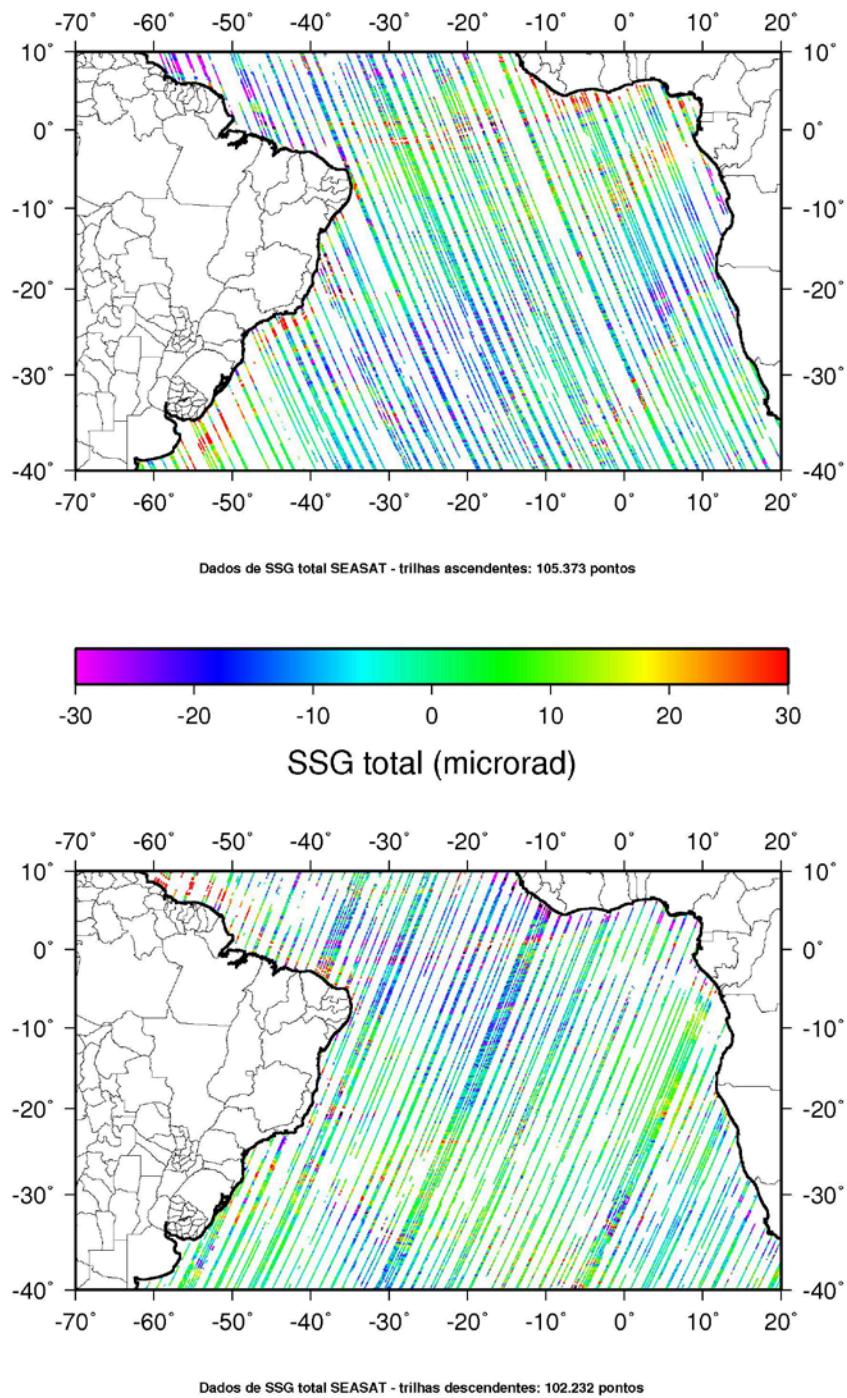


Figura 5.14 – Distribuição das derivadas direcionais da SSH total ao longo das trilhas da missão SEASAT. As cores dos pontos indicam o valor da derivada da SSH.

Os valores de SSG assim calculados são referentes aos valores da SSH total corrigida. O método de CMQ, porém, utiliza componentes residuais das observações, e é necessário, portanto, remover a componente sistemática das mesmas. No presente trabalho, isso foi feito calculando-se para cada ponto de SSH o valor correspondente fornecido pelo modelo EGM2008 (Pavlis et al., 2008) expandido até grau e ordem 360, obtendo-se assim um conjunto de trilhas ascendentes e descendentes equivalente ao conjunto de trilhas das observações, que foi diferenciado utilizando a técnica descrita. A diferença ponto-a-ponto entre os valores de SSG calculados e os valores de SSG correspondentes fornece os valores de SSG residual a serem utilizados na CMQ, que estão representados na Figuras 5.15, 5.16 e 5.17.

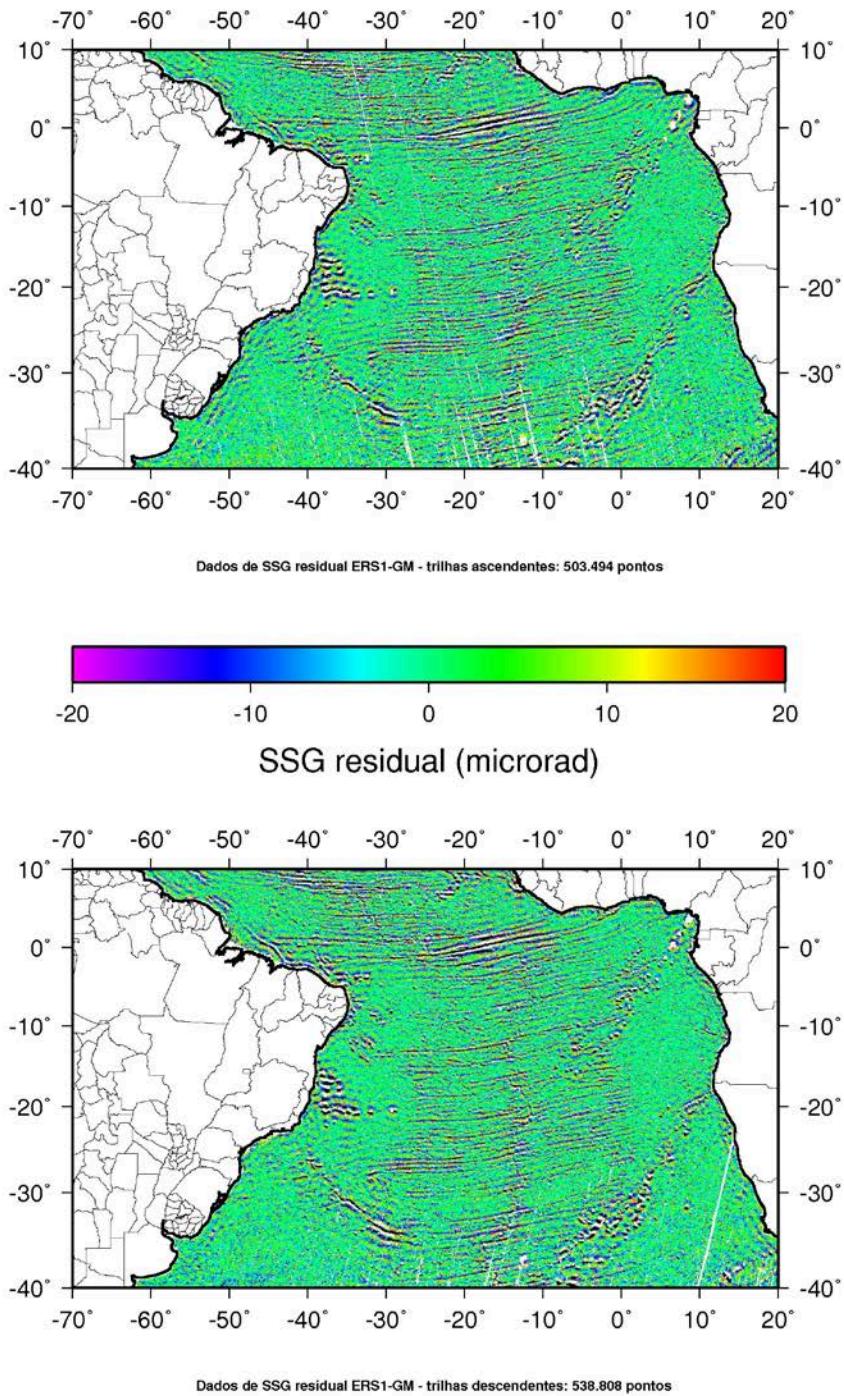


Figura 5.15 – Distribuição das derivadas direcionais residuais da SSH ao longo das trilhas da missão ERS-1-GM. As cores dos pontos indicam o valor da derivada residual da SSH.

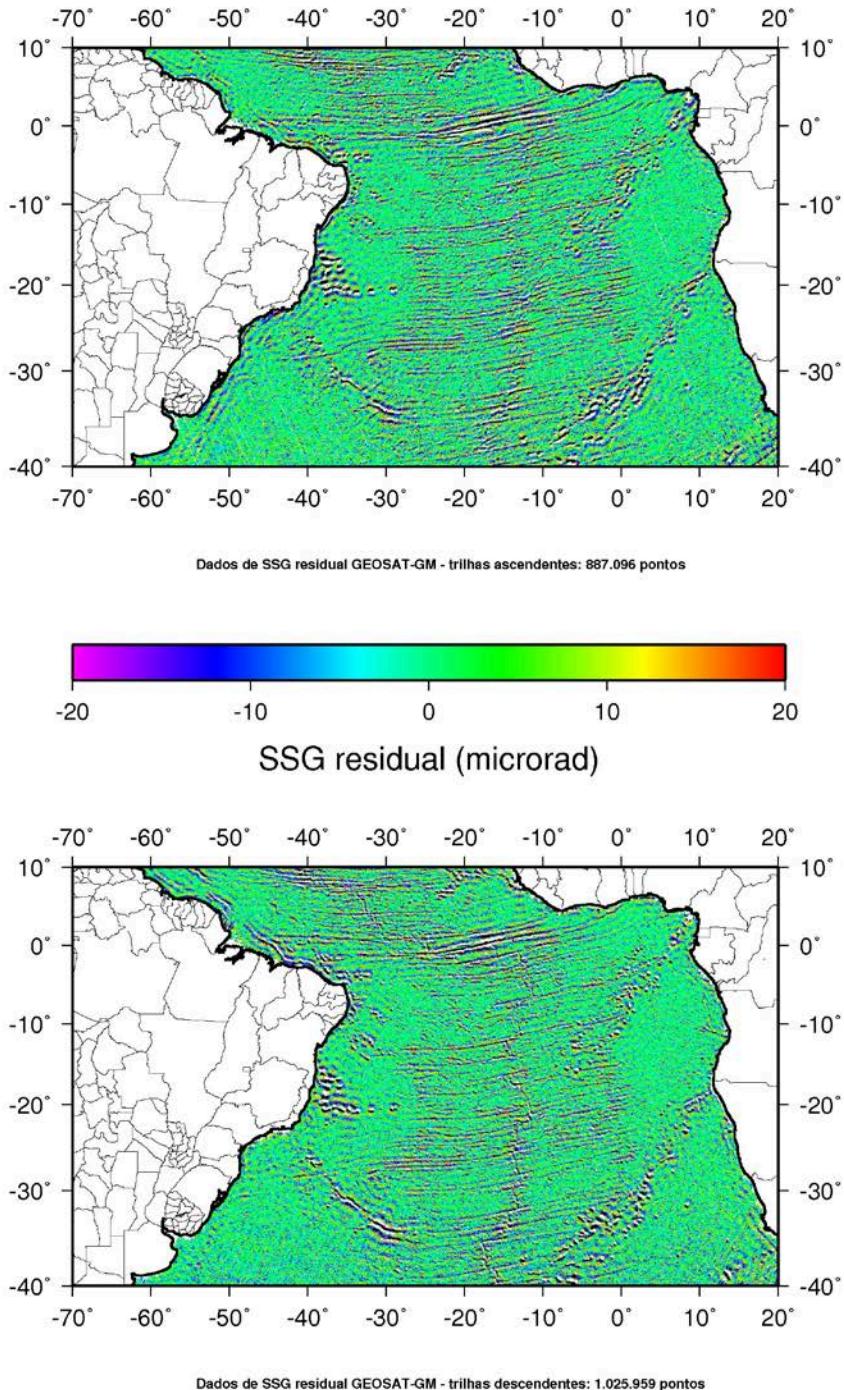


Figura 5.16 – Distribuição das derivadas direcionais residuais da SSH ao longo das trilhas da missão GEOSAT-GM. As cores dos pontos indicam o valor da derivada residual da SSH.

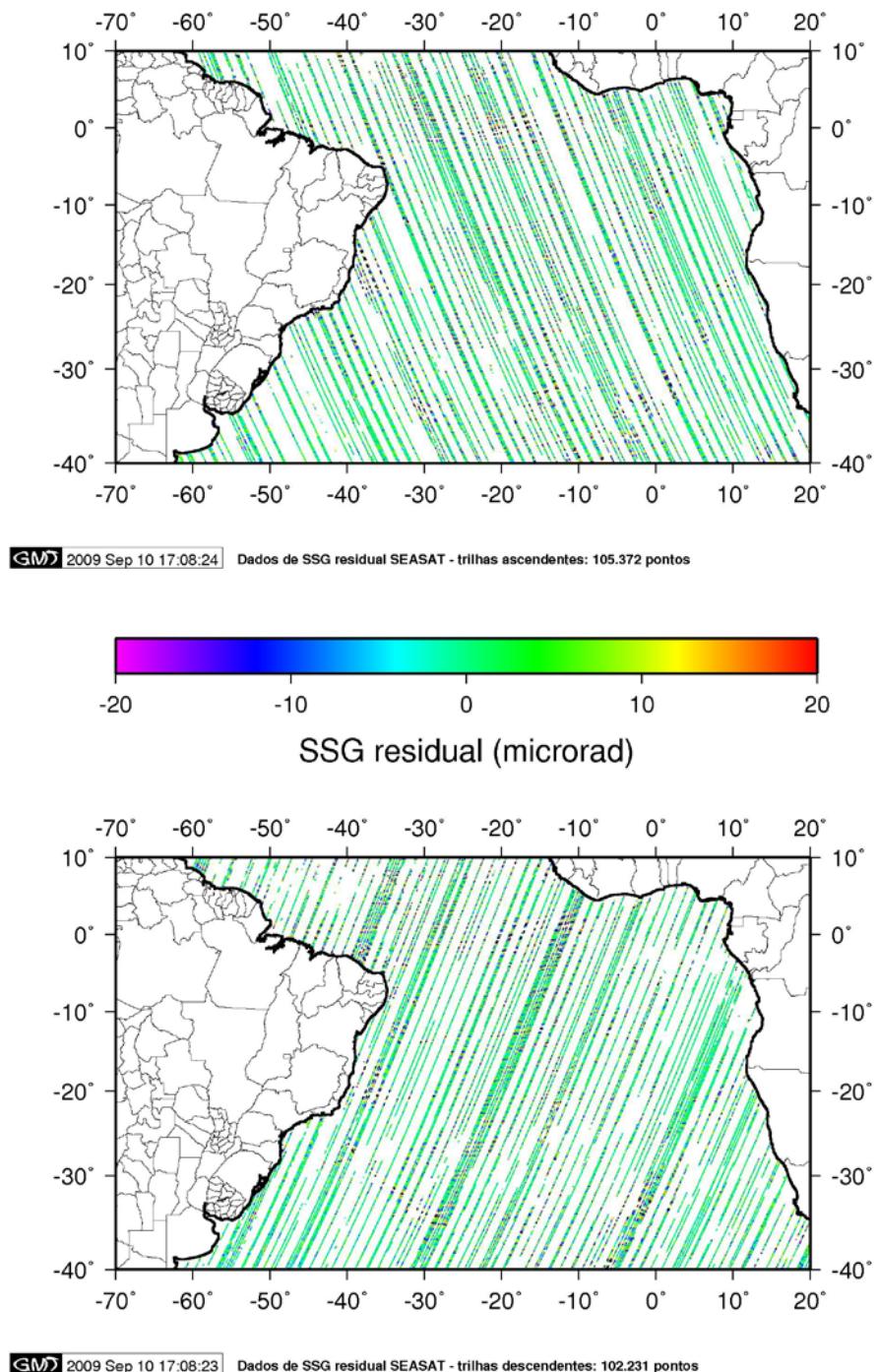


Figura 5.17 – Distribuição das derivadas direcionais residuais da SSH ao longo das trilhas da missão SEASAT. As cores dos pontos indicam o valor da derivada residual da SSH.

O conjunto de valores de SSG residual deve então ser analisado para verificar se no processo de diferenciação não houve o aparecimento de valores espúrios, que devem ser removidos. No presente trabalho foram descartados os pontos cujos valores de SSG fossem superiores a 120 microradianos. A este conjunto de dados deve-se adicionar o valor do erro padrão associado à medida, utilizado no cálculo do sinal desejado no processo de CMQ. No presente trabalho este valor foi considerado constante e assumido como 10 microradianos para todos os satélites utilizados (Sandwell, 1997).

5.7 - CÁLCULO DAS COVARIÂNCIAS EMPÍRICAS

No presente estudo as covariâncias entre as anomalias ar-livre residuais foram calculadas pelo método direto na região norte da costa brasileira compreendida entre as coordenadas 52ºW/30ºW/6ºS/6ºN, onde existe uma densa distribuição geográfica de dados de gravimetria marinha de elevada precisão, principalmente relativos aos levantamentos EQUANT I e EQUANT II (Figura 5.18).

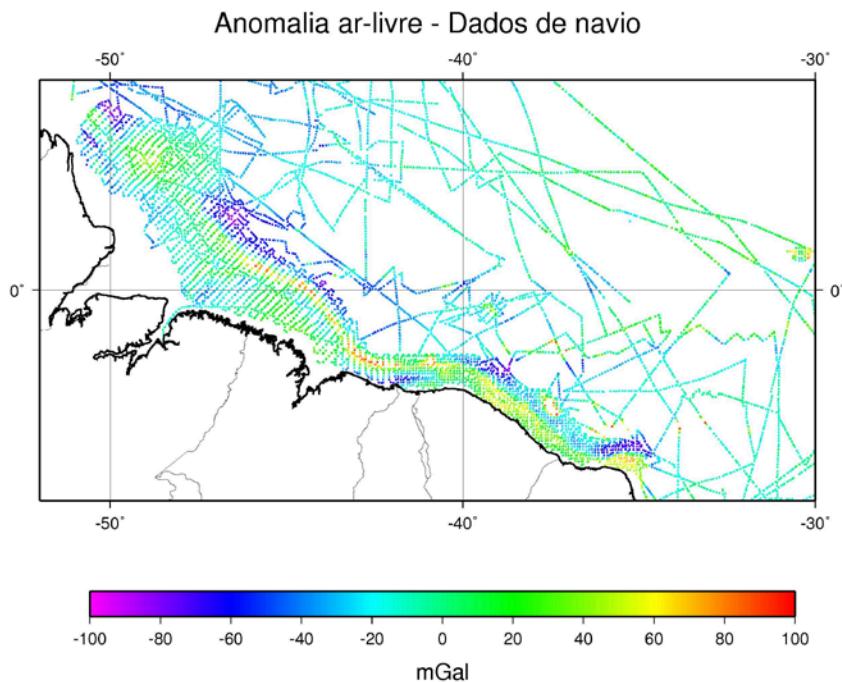


Figura 5.18 – Distribuição dos dados de gravimetria marinha disponíveis na área utilizada para o cálculo das covariâncias empíricas da anomalia ar-livre.

Por se tratar de uma região extensa e que abrange diversas feições fisiográficas da crosta oceânica, com um grande intervalo de profundidades, espera-se que as covariâncias ali calculadas sejam representativas de toda a região estudada, satisfazendo assim a condição de covariâncias homogêneas.

Assumindo as covariâncias como homogêneas e isotrópicas, pode-se calculá-las utilizando a seguinte expressão (Sá, 1988; Molina, 1996):

$$C(s_k) = \frac{1}{n-k} \sum_{i=1}^{n-k} \Delta g_i^r \Delta g_{i+k}^r, \quad (5.4)$$

$k = 0, 1, 2, \dots, m$

onde Δg_i^r é o valor da componente residual da anomalia ar-livre no ponto i , calculada pela remoção da componente determinística dada pelo modelo EGM2008 expandido até grau e ordem 360, e s_k é a distância correspondente à k -ésima classe de distâncias entre os pontos, tal que $C(s_k)$ represente a média dos produtos entre os elementos existentes cuja distância s_{ij} satisfaça a relação

$$s_k - \frac{\Delta s}{2} \leq s_{ij} < s_k + \frac{\Delta s}{2} \quad (5.5)$$

sendo Δs o intervalo de distância das classes.

Estas covariâncias empíricas foram analisadas quanto a sua isotropia e homogeneidade, e, verificadas como válidas estas condições, ajustadas pelo método interativo desenvolvido por Knudsen (1987) e propagadas a todos os elementos necessários para a presente utilização da CMQ segundo as relações descritas em Moritz (1980). A representação das covariâncias amostrais da anomalia ar-livre residual e das funções covariância ajustadas a elas e propagadas aos elementos envolvidos nos cálculos encontra-se na Figura 5.19.

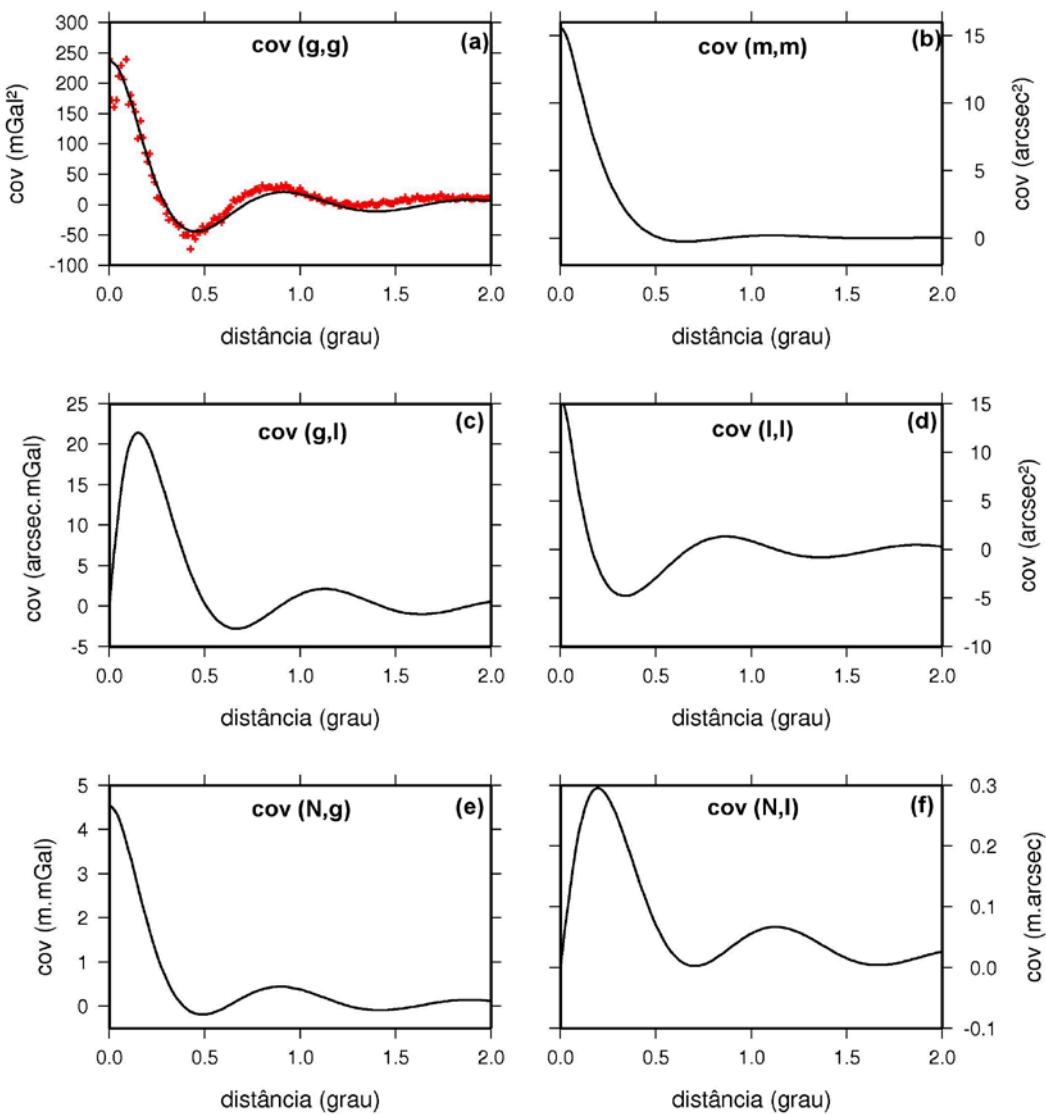


Figura 5.19 – Covariâncias empíricas e ajustadas utilizadas neste trabalho. (a) covariâncias residuais empíricas entre as anomalias de gravidade (pontos vermelhos) e a função covariância ajustada (linha cheia), (b) função covariância modelada entre as componentes transversais do gradiente da altura geoidal, (c) função covariância modelada entre a anomalia de gravidade e a componente longitudinal do gradiente da altura geoidal, (d) função covariância modelada entre as componentes longitudinais do gradiente da altura geoidal, (e) função covariância modelada entre a altura geoidal e a anomalia de gravidade, e (f) função covariância modelada entre a altura geoidal e a componente longitudinal do gradiente da altura geoidal.

5.8 - CÁLCULO DO SINAL POR CMQ

O cálculo dos elementos desejados (por exemplo, anomalia de altitude e anomalia ar-livre) a partir dos dados de SSG e de gravimetria marinha é feito a partir das expressões (5.1) e (5.2). Para cada ponto a ser calculado, deve-se levar em conta as seguintes etapas:

- a) a partir das coordenadas do ponto, fazer a busca para encontrar os pontos que estão a uma distância de no máximo o valor pré-definido (no presente estudo, foi utilizado um raio de busca de 0,35 graus e no mínimo 40 pontos distribuídos geograficamente da forma mais uniforme possível);
- b) calcular as distâncias entre o ponto de cálculo e cada um dos pontos de dados encontrados na etapa a), e calcular as covariâncias entre eles de acordo com seu tipo, utilizando a função covariância ajustada adequada;
- c) montar os sistemas matriciais descritos pela expressão (5.1) e (5.2), utilizando o valor dos dados e seu erro associado e as covariâncias determinadas na etapa b);
- d) resolver o sistema matricial montado na etapa c) e determinar o sinal desejado e o desvio padrão associado.

A região estudada no presente trabalho está compreendida entre as coordenadas 70W/20E/40S/10N, e a resolução utilizada no cálculo foi de 2 minutos de grau, de forma que cada quadrícula de $10^\circ \times 10^\circ$ totaliza 90.000 pontos de cálculo, e o número destas quadrículas que contém uma parte oceânica é de 37, totalizando 3.300.000 pontos de cálculo no total. As anomalias ar-livre a anomalias de altitude calculadas desta forma estão representadas nas Figuras 5.20 e 5.21, e os erros associados ao cálculo estão representados nas Figuras 5.22 e 5.23.

Com a configuração utilizada, o cálculo de cada quadrícula de $10^\circ \times 10^\circ$ leva aproximadamente 12 horas para ser processada, utilizando um microcomputador com 2 Gbytes de memória com processador Pentium IV de 2,8 MHz *dual core* com 4 núcleos de processamento, sob o sistema operacional Linux. A disponibilidade de processadores com mais de um núcleo permite realizar o processamento de vários blocos simultaneamente, com pouco tempo adicional, o que viabiliza o uso desta metodologia para grandes regiões.

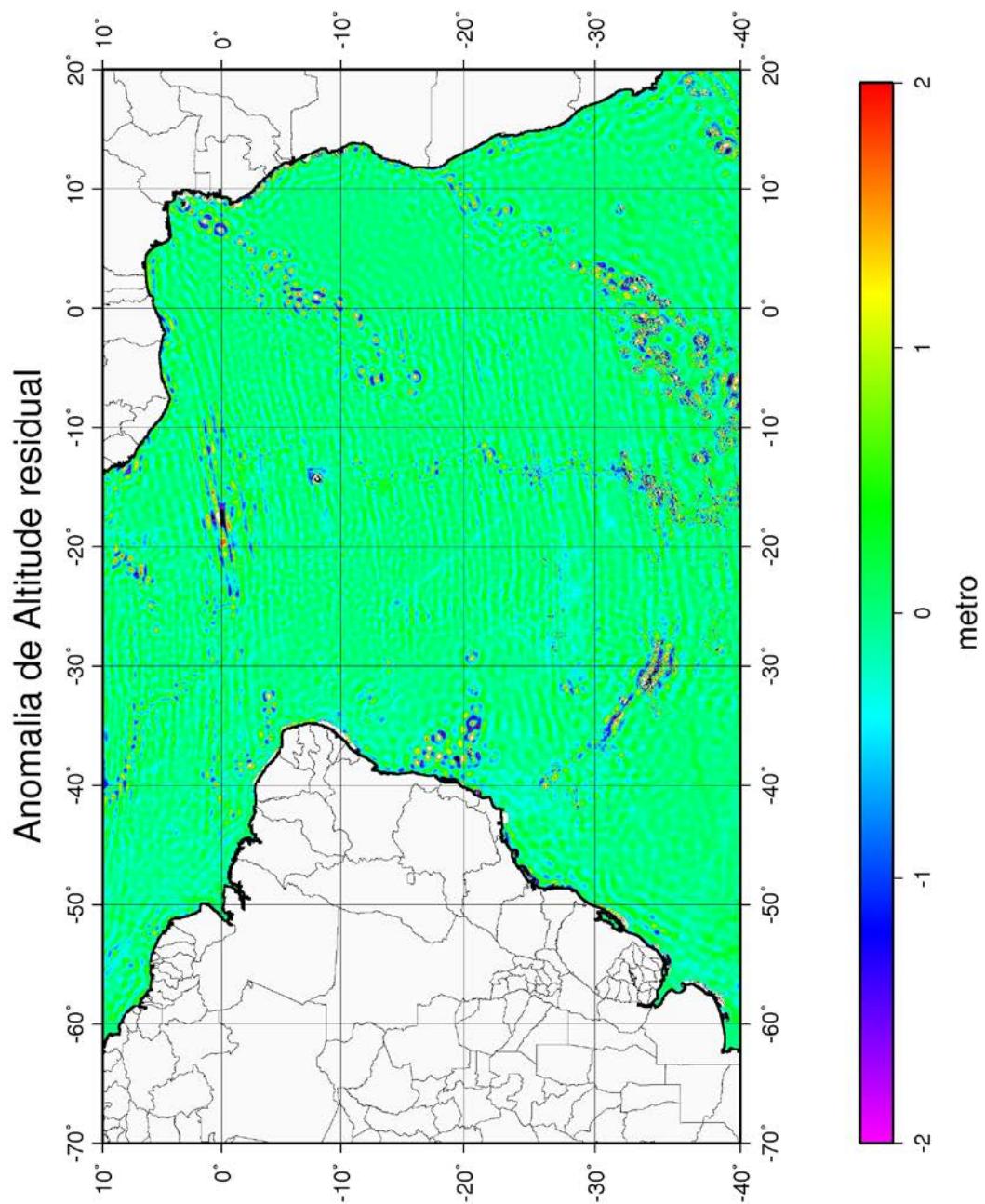


Figura 5.20 Anomalia de altitude residual calculada por CMQ na região do Atlântico Sul. Densidade de pontos: 1 ponto a cada 2 minutos de grau. As cores dos pontos indicam o valor da anomalia.

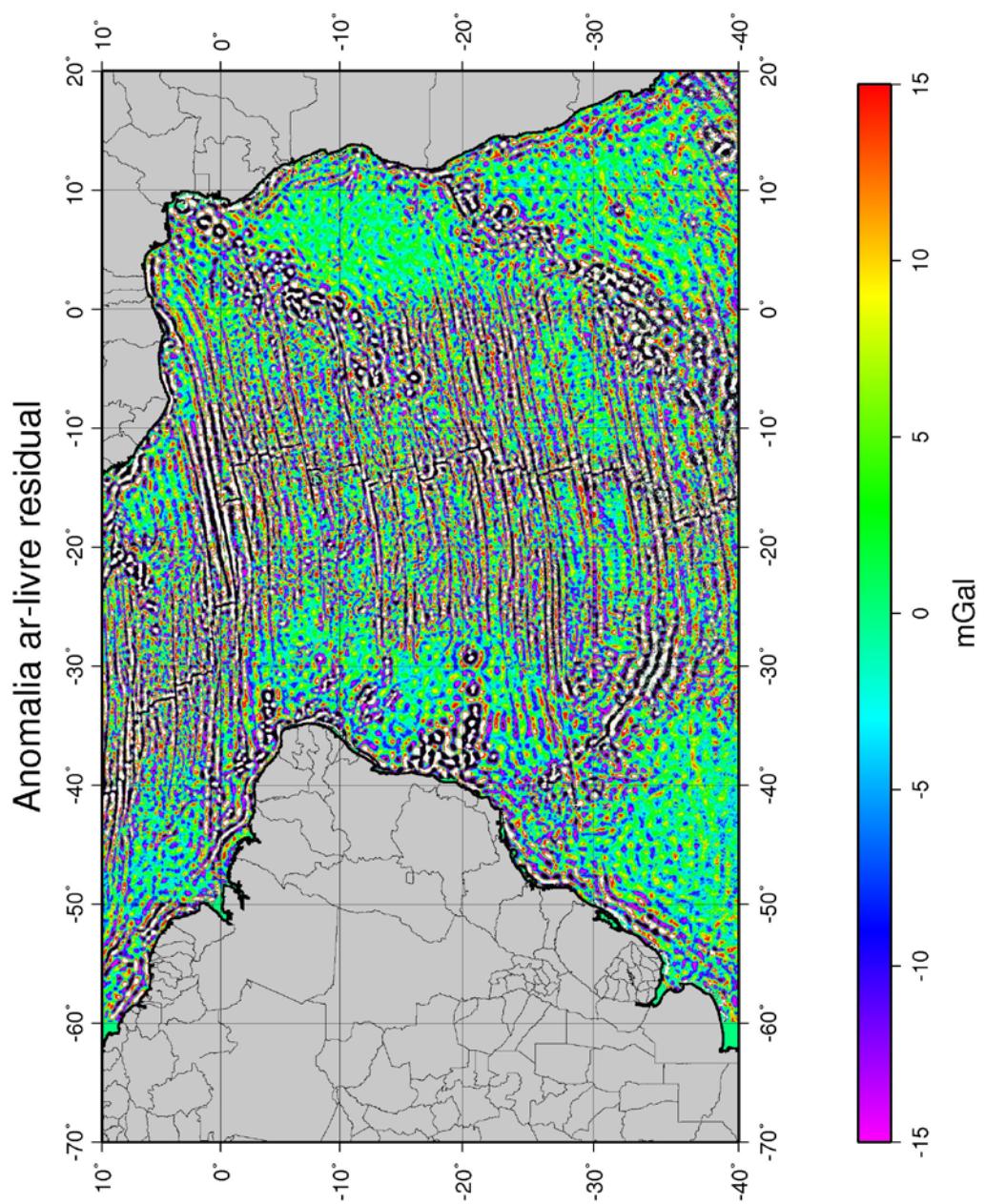


Figura 5.21 – Anomalia ar-livre residual calculada por CMQ na região do Atlântico Sul. Densidade de pontos: 1 ponto a cada 2 minutos de grau. As cores dos pontos indicam o valor da anomalia.

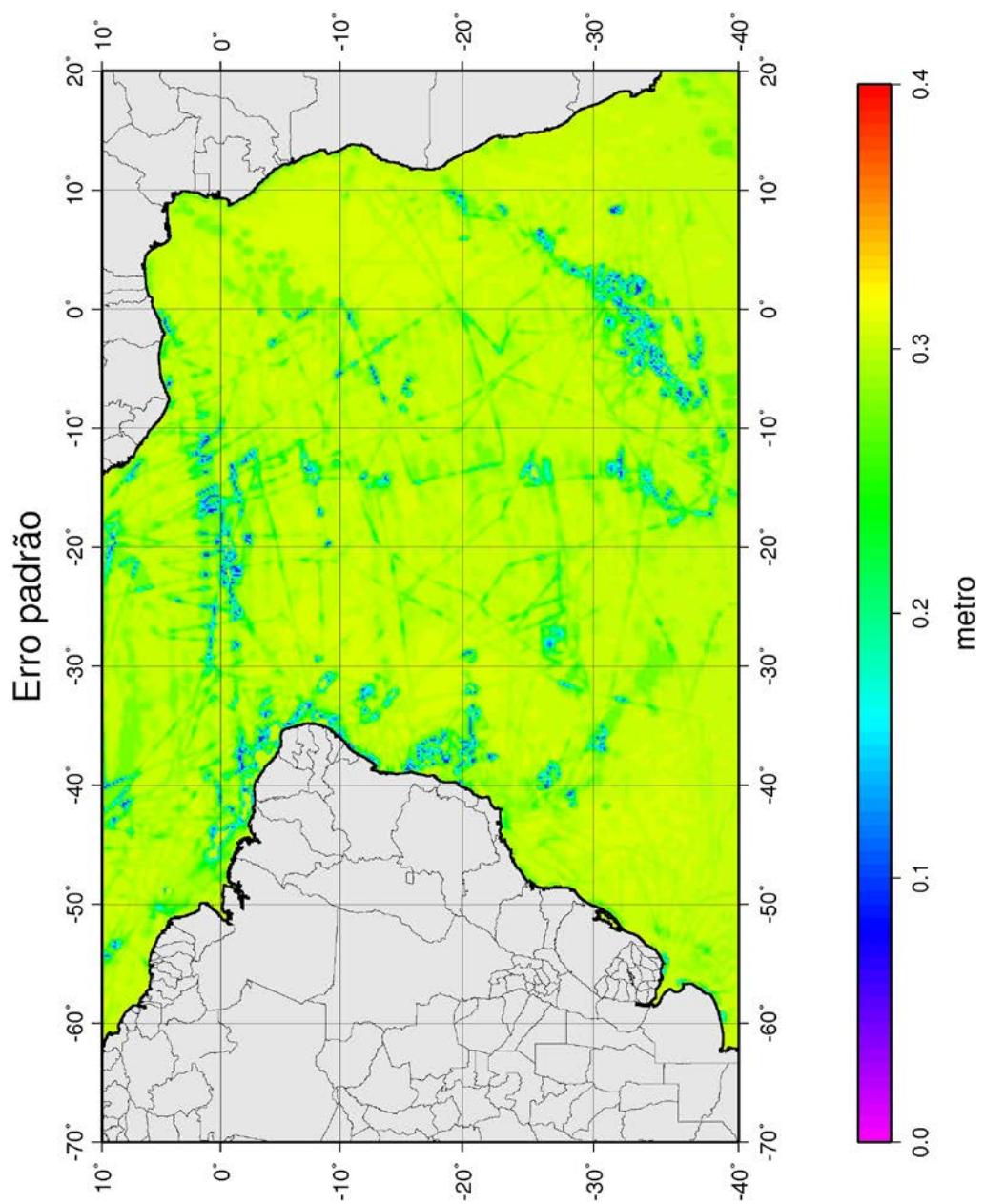


Figura 5.22 – Erro padrão associado ao cálculo da anomalia de altitude calculada por CMQ na região do Atlântico Sul. Densidade de pontos: 1 ponto a cada 2 minutos de grau. As cores dos pontos indicam o valor do erro.

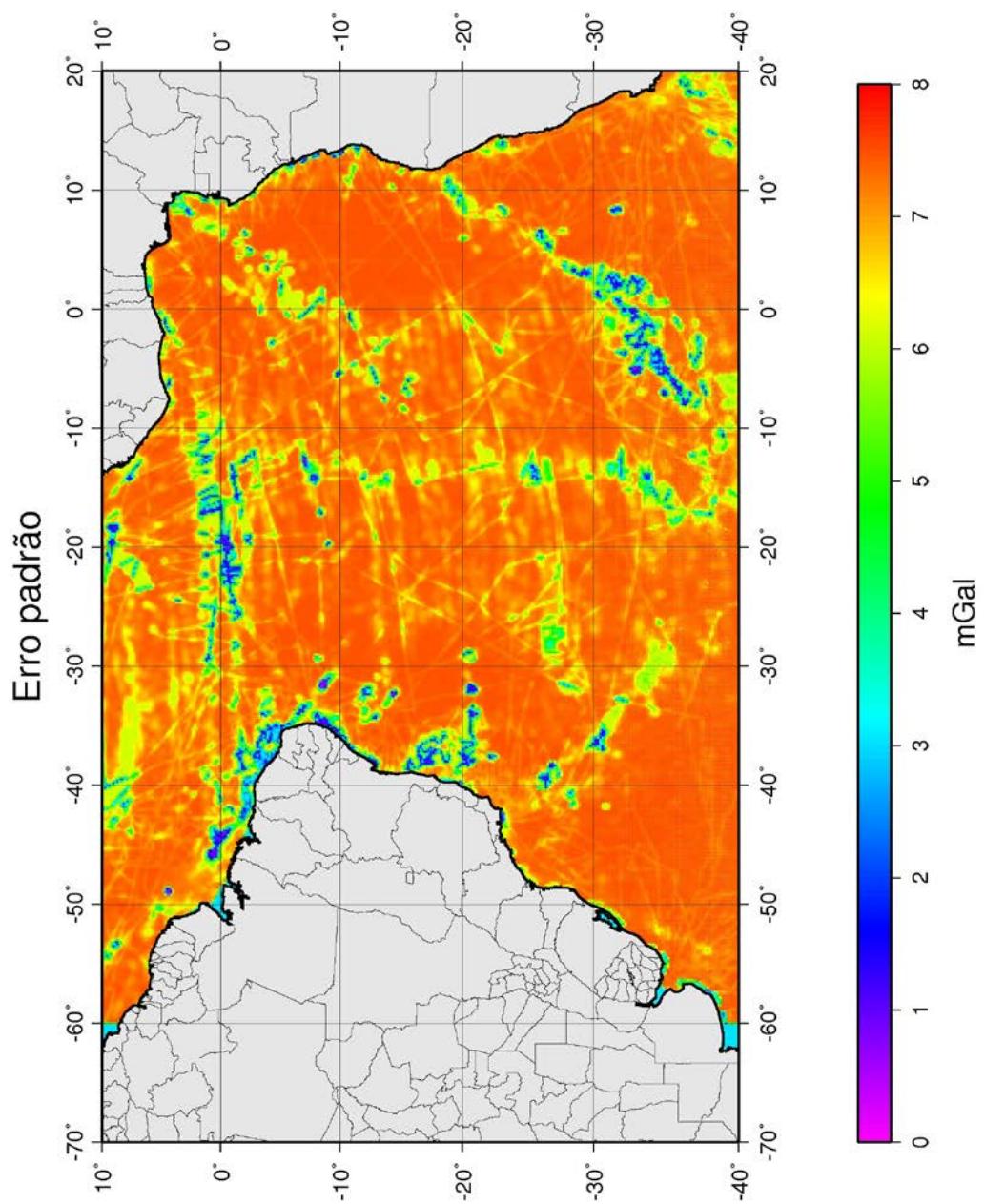


Figura 5.23 – Erro padrão associado ao cálculo da anomalia ar-livre calculada por CMQ na região do Atlântico Sul. Densidade de pontos: 1 ponto a cada 2 minutos de grau. As cores dos pontos indicam o valor do erro.

5.9 - RESTAURAÇÃO DA COMPONENTE SISTEMÁTICA

Uma vez determinado o sinal residual (anomalia ar-livre ou anomalia de altitude), é necessário restituir a componente determinística correspondente que foi removida no início do processamento. Isso é feito com a adição dos valores relativos ao modelo EGM2008 truncado em grau e ordem 360 a cada ponto calculado. A representação da anomalia ar-livre e da anomalia de altitude assim calculadas para a região do Atlântico Sul encontra-se nas Figuras 5.24 e 5.25.

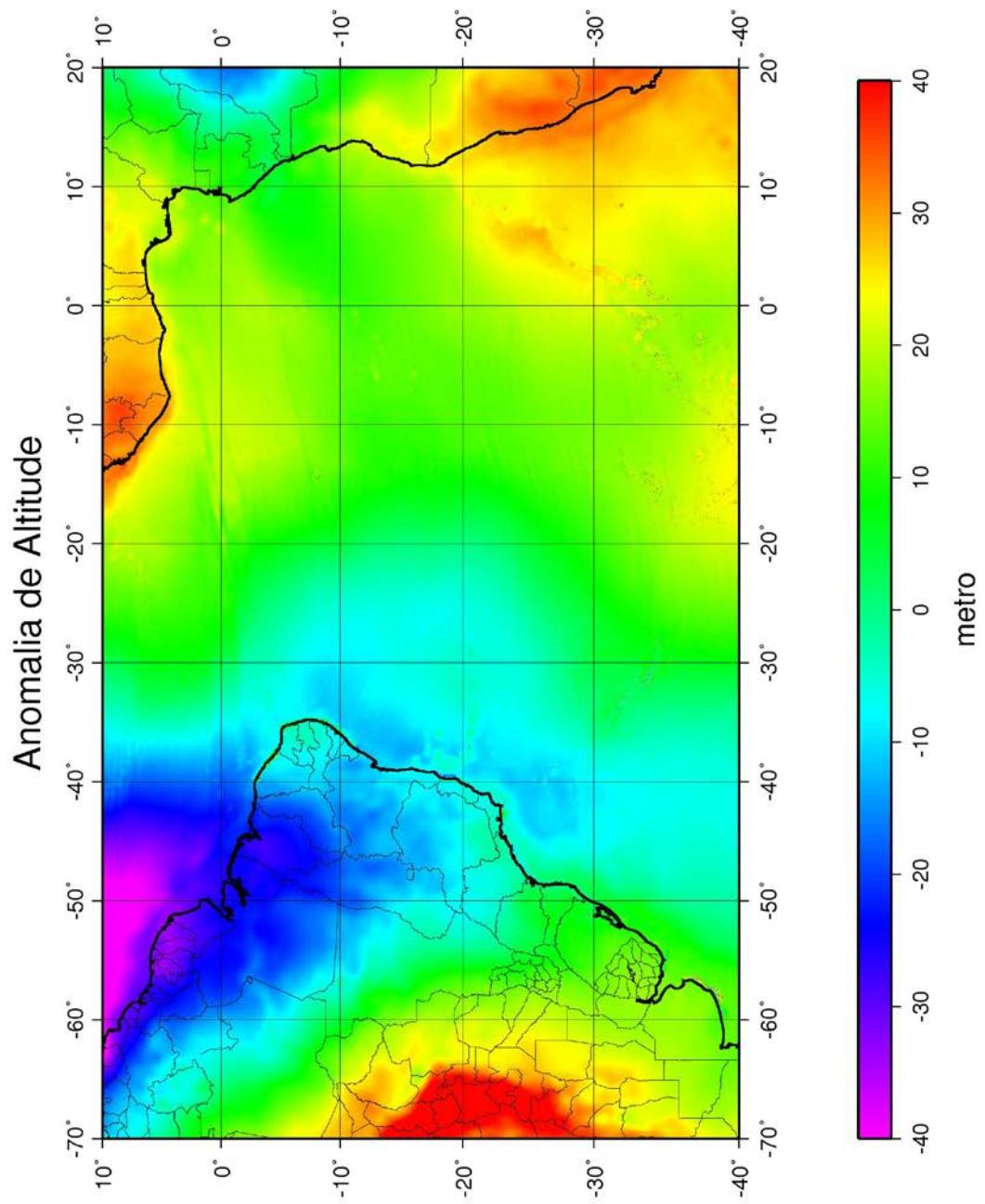


Figura 5.24 – Anomalia de altitude na região do Atlântico Sul calculada por CMQ. Densidade de pontos: 1 ponto a cada 2 minutos de grau. As cores dos pontos indicam o valor da anomalia.

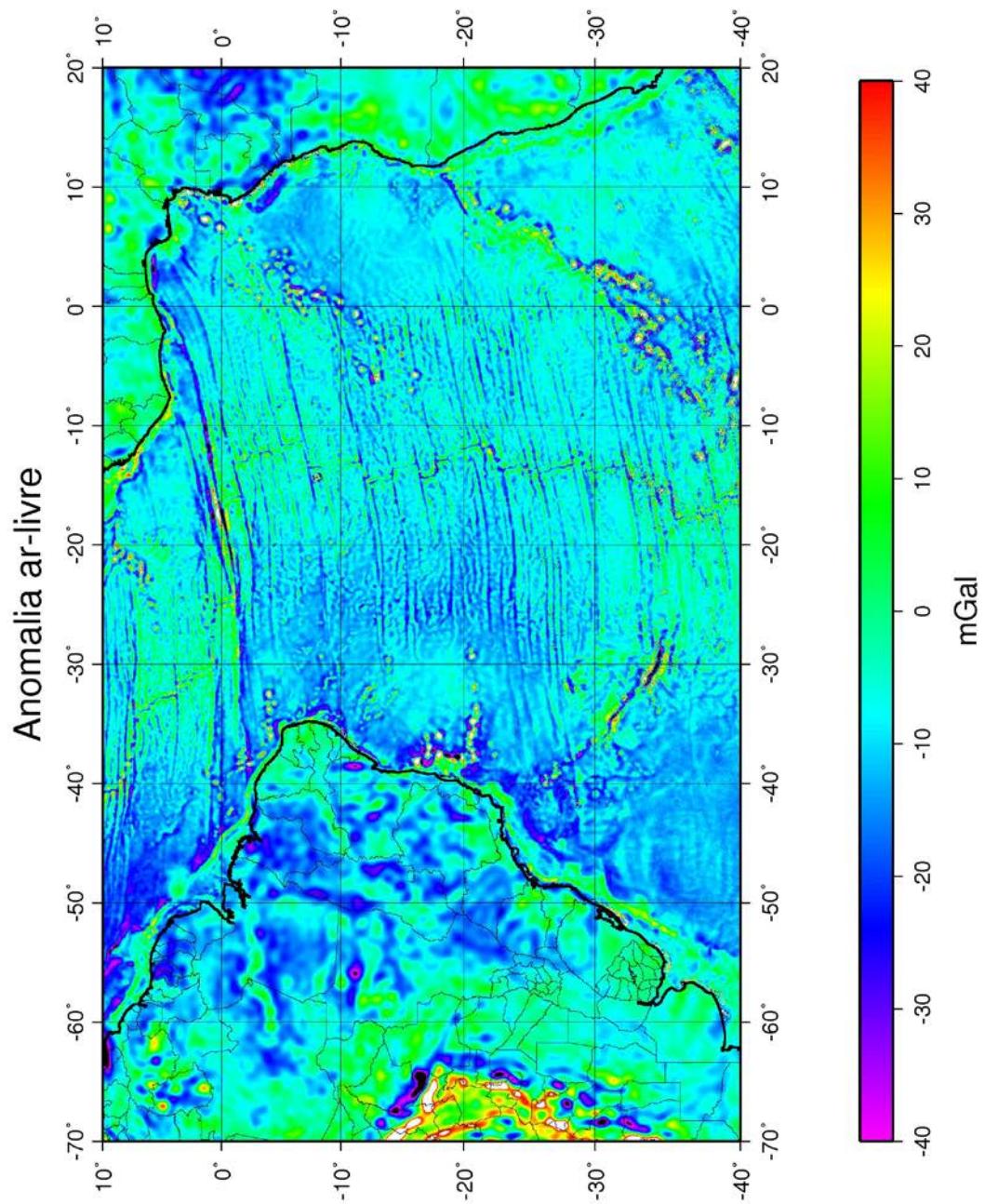


Figura 5.25 – Anomalia ar-livre na região do Atlântico Sul calculada por CMQ. Densidade de pontos: 1 ponto a cada 2 minutos de grau. As cores dos pontos indicam o valor da anomalia.

5.10 - FILTRAGEM

Após o cálculo, em alguns casos pode ser conveniente aplicar um filtro bidimensional aos dados para atenuar componentes de alta freqüência que possam ter sido geradas no procedimento. As análises realizadas mostraram resultados bastante satisfatórios com um filtro espacial bidimensional do tipo mediana com diâmetro de 16 km, que remove adequadamente eventuais pontos espúrios que possam ser gerados no cálculo, preservando os valores mais representativos em cada célula com o diâmetro utilizado na filtragem. As Figuras 5.26 e 5.27 mostram o resultado final após todo o processamento e a filtragem com estes parâmetros.

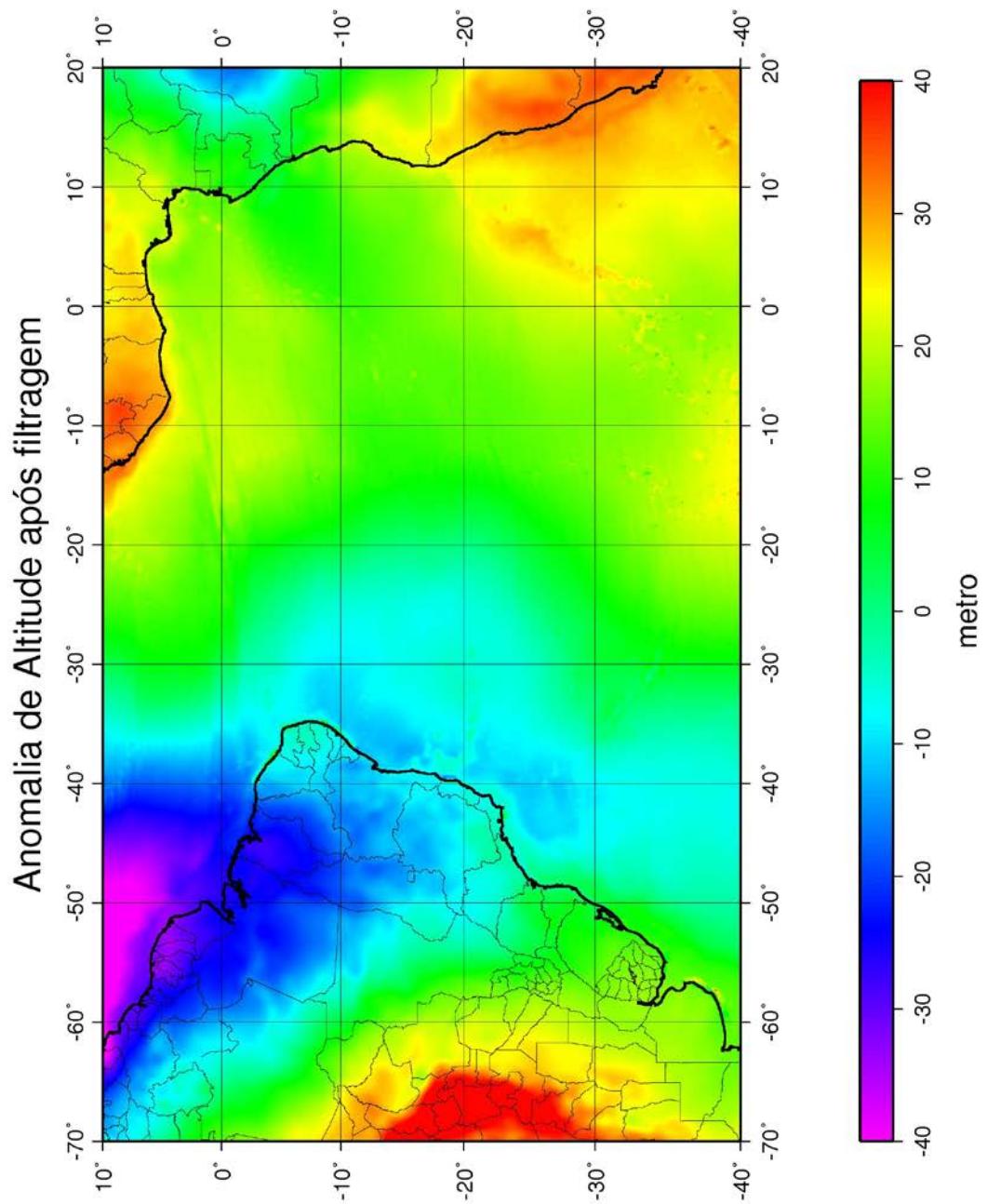


Figura 5.26 – Anomalia de altitude na região do Atlântico Sul calculada por CMQ. Densidade de pontos: 1 ponto a cada 2 minutos de grau. As cores dos pontos indicam o valor da anomalia.

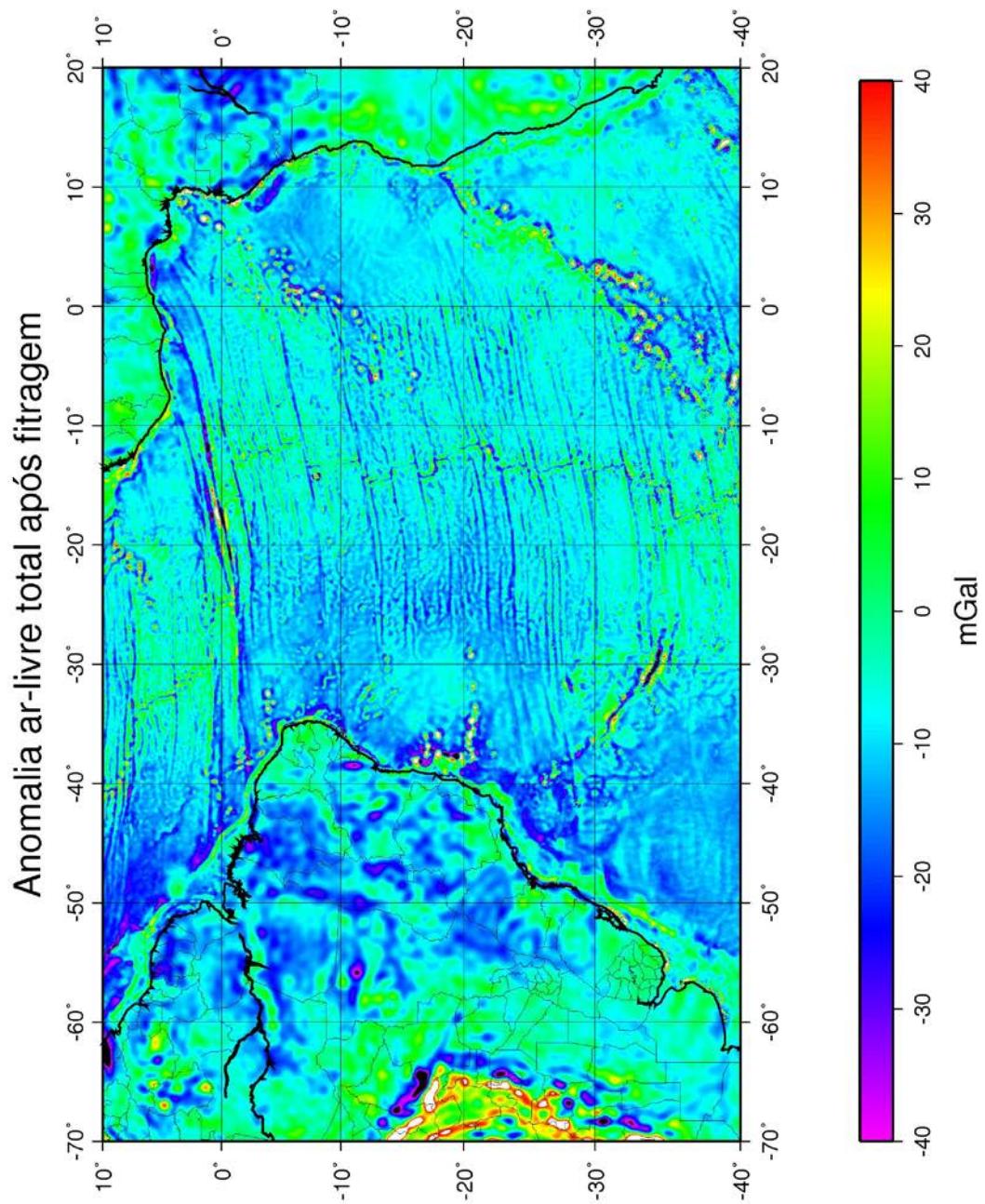


Figura 5.27 – Anomalia ar-livre na região do Atlântico Sul calculada por CMQ. Densidade de pontos: 1 ponto a cada 2 minutos de grau. As cores dos pontos indicam o valor da anomalia.

CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DOS RESULTADOS

6.1 - INTRODUÇÃO

Para a avaliação dos resultados obtidos realizou-se a comparação dos resultados de anomalia ar-livre com os mais atualizados modelos disponíveis (Andersen et al., 2008; Sandwell e Smith, 2009), bem como com dados de gravimetria marinha de alta resolução disponíveis ao longo de certas regiões da costa brasileira (projeto LEPLAC).

6.2 - MODELOS GLOBAIS DE ANOMALIA AR-LIVRE

Os modelos globais mais recentes de anomalia ar-livre calculados a partir de dados de satélite são os modelos de Andersen et al. (2008) e de Sandwell e Smith (2009). Ambos utilizam métodos espectrais para resolver as equações relacionadas à determinação dos elementos do campo anômalo (Schwarz et al., 1990), e os mesmos elementos de satélite utilizados no presente trabalho (SSG), porém obtidos de um conjunto maior de missões geodésicas (GEOSAT-GM, ERS-1-GM) e de repetição exata (GEOSAT-ERM, ERS-1-ERM, ERS-2, GFO, Topex/Poseidon, Jason1, Jason2, ENVISAT).

Uma grande melhoria no conjunto de dados utilizado para o cálculo destes modelos globais foi o recálculo dos pontos de observação para se obter o dobro da amostragem dos dados: ao invés de se utilizar 1 ponto como a média dos 10 pontos observados pelo satélite em um segundo, foram utilizados 2 pontos por segundo, após a realização de uma minuciosa análise estatística e edição dos 10 pontos coletados pelo satélite a cada segundo. Isso garantiu o dobro de amostragem de dados em relação aos conjuntos de dados anteriormente utilizados para este tipo de cálculo.

Outra grande inovação foi o reprocessamento dos dados de altimetria dos satélites por uma técnica denominada *retracking* (Hwang et al., 2003; Sandwell e Smith, 2005; Andersen et al., 2008), que em síntese remodela a forma de onda do sinal altimétrico para cada ponto de medida, e consegue uma melhoria na precisão da medida estimada em 27% para o GEOSAT e 40% para o ERS-1. Estas melhorias permitiram o cálculo de modelos com uma resolução espacial de 1 minuto de grau, o que corresponde a aproximadamente 2 km no equador.

A representação destes modelos com a mesma escala de cores utilizada para representar o modelo calculado por CMQ no presente trabalho (Figura 5.25) encontra-se nas Figuras 6.1 e 6.2.

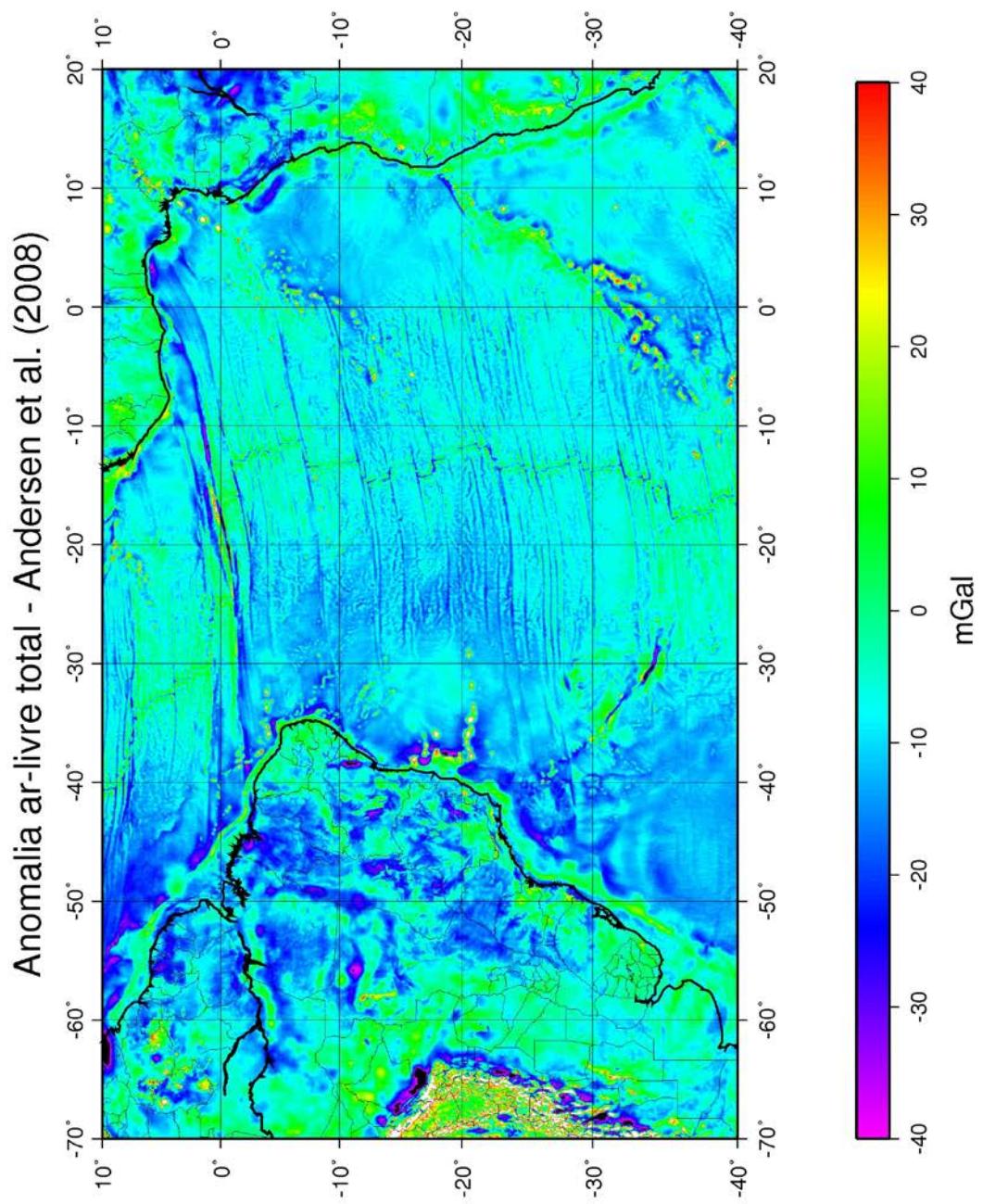


FIGURA 6.1 – Modelo de anomalia ar-livre calculado por Andersen et al. (2008) para a região de estudo.

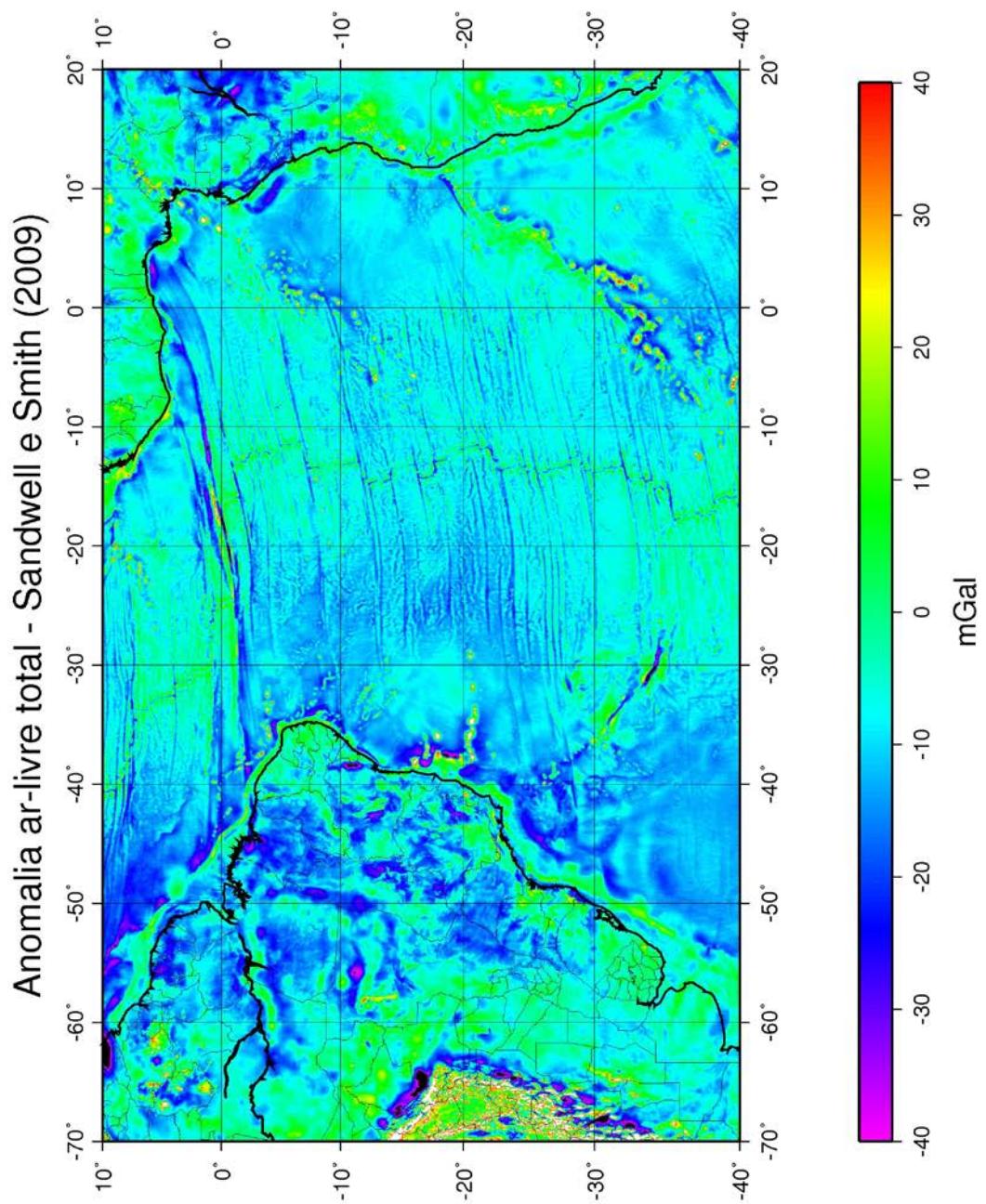


FIGURA 6.2 – Modelo de anomalia ar-livre calculado por Sandwell e Smith (2009) para a região de estudo.

6.3 – COMPARAÇÃO ENTRE OS VALORES DO MODELO CALCULADO POR CMQ E OS MODELOS GLOBAIS DE ANOMALIA AR-LIVRE

As diferenças entre os valores calculados por CMQ e os modelos globais mais recentes encontram-se mapeadas nas Figuras 6.3 e 6.4, onde se pode observar que há uma boa concordância entre os modelos, ficando bem marcadas as diferenças entre as principais feições do assoalho oceânico (falhas, zonas de fraturas, *guyots* e montes submarinos). Para uma melhor visualização deste fato, está representada na Figura 6.5 a diferença entre o modelo calculado por CMQ e o modelo de Andersen et al., (2008), e na Figura 6.6 a diferença entre o mesmo modelo e o modelo de Sandwell e Smith (2009), ambas para a região da costa norte brasileira.

É interessante notar que não somente nas regiões onde há uma boa distribuição de dados de navio, onde seria de se esperar uma boa resposta do modelo calculado por CMQ, mas também em regiões desprovidas destes, o sinal do modelo calculado por CMQ parece delinear com melhor intensidade as principais feições do assoalho oceânico.

Isso fica mais evidente ao se analisar o mapa do erro padrão associado à CMQ para a mesma região (Figura 6.5), que mostra que nas regiões onde a diferença entre o modelo calculado por CMQ e os modelos globais é maior, geralmente o erro padrão é menor, e nem sempre estas regiões coincidem necessariamente com locais onde há a presença de dados de geofísica marinha disponíveis para o cálculo do modelo com CMQ. Isso parece indicar que a CMQ consegue modelar melhor a intensidade do sinal associado a certas feições do assoalho oceânico.

Deve-se observar ainda que a maior parte das grandes diferenças encontra-se em regiões de águas rasas, dentro da plataforma continental brasileira, o que demonstra a potencialidade do uso da metodologia de CMQ empregada para a caracterização dos elementos do campo anômalo para fins exploratórios, visto que grande parte das reservas de hidrocarbonetos exploradas até o momento residem em áreas da plataforma continental e adjacências.

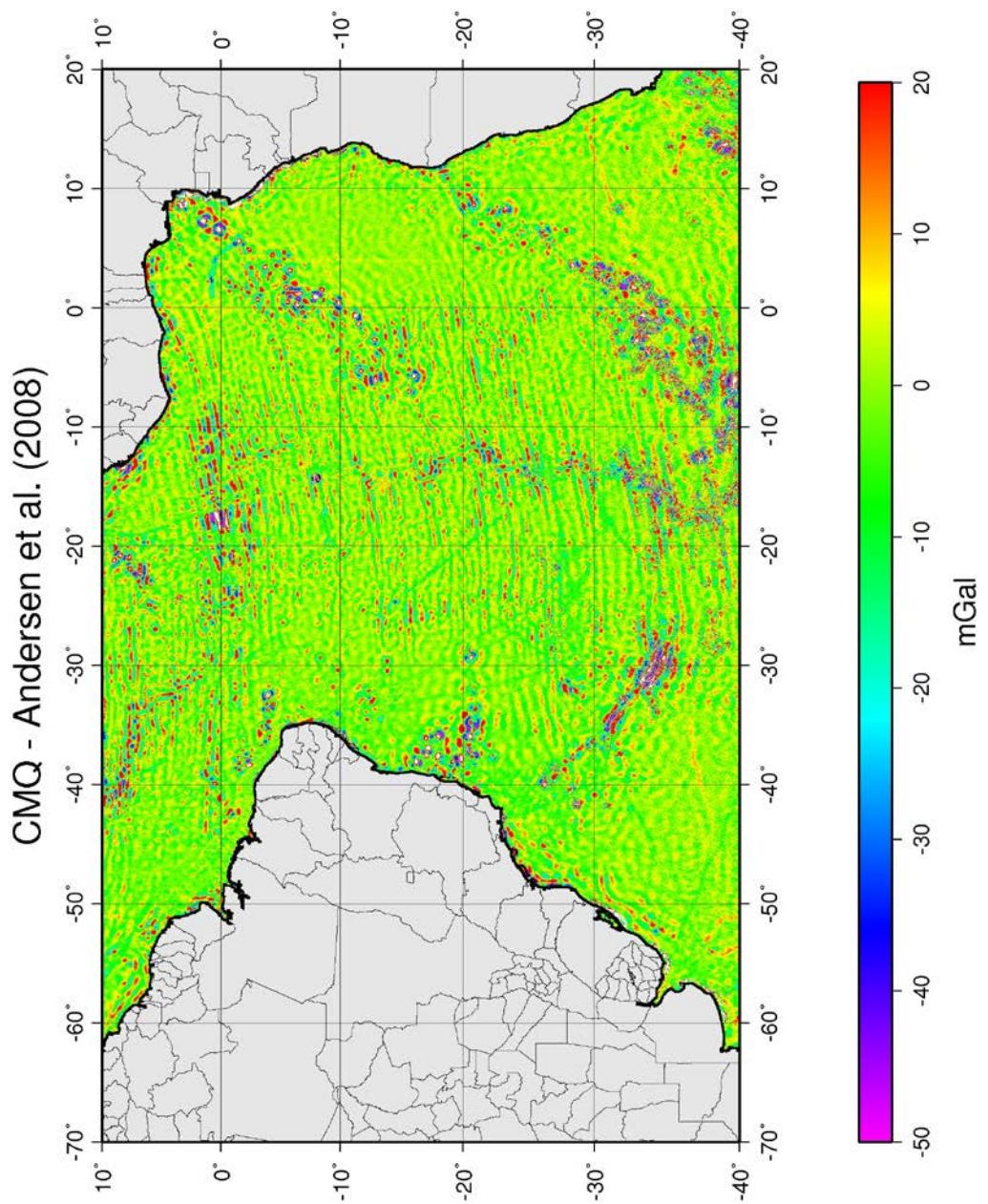


FIGURA 6.3 – Diferenças entre o modelo calculado por CMQ e o modelo de anomalia ar-livre calculado por Andersen et al. (2008) para a região de estudo.

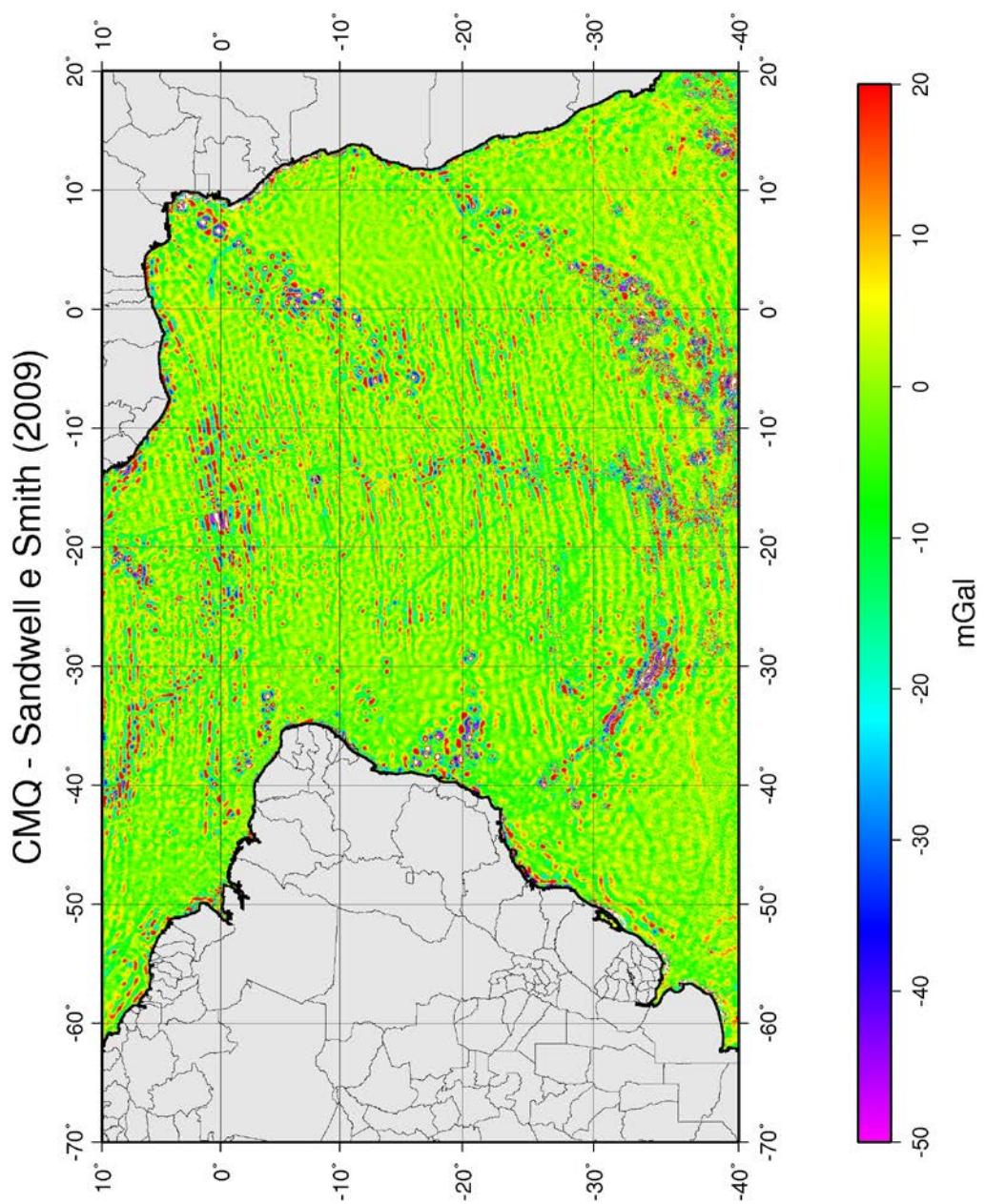


FIGURA 6.4 – Diferenças entre o modelo calculado por CMQ e o modelo de anomalia ar-livre calculado por Sandwell e Smith (2008) para a região de estudo.

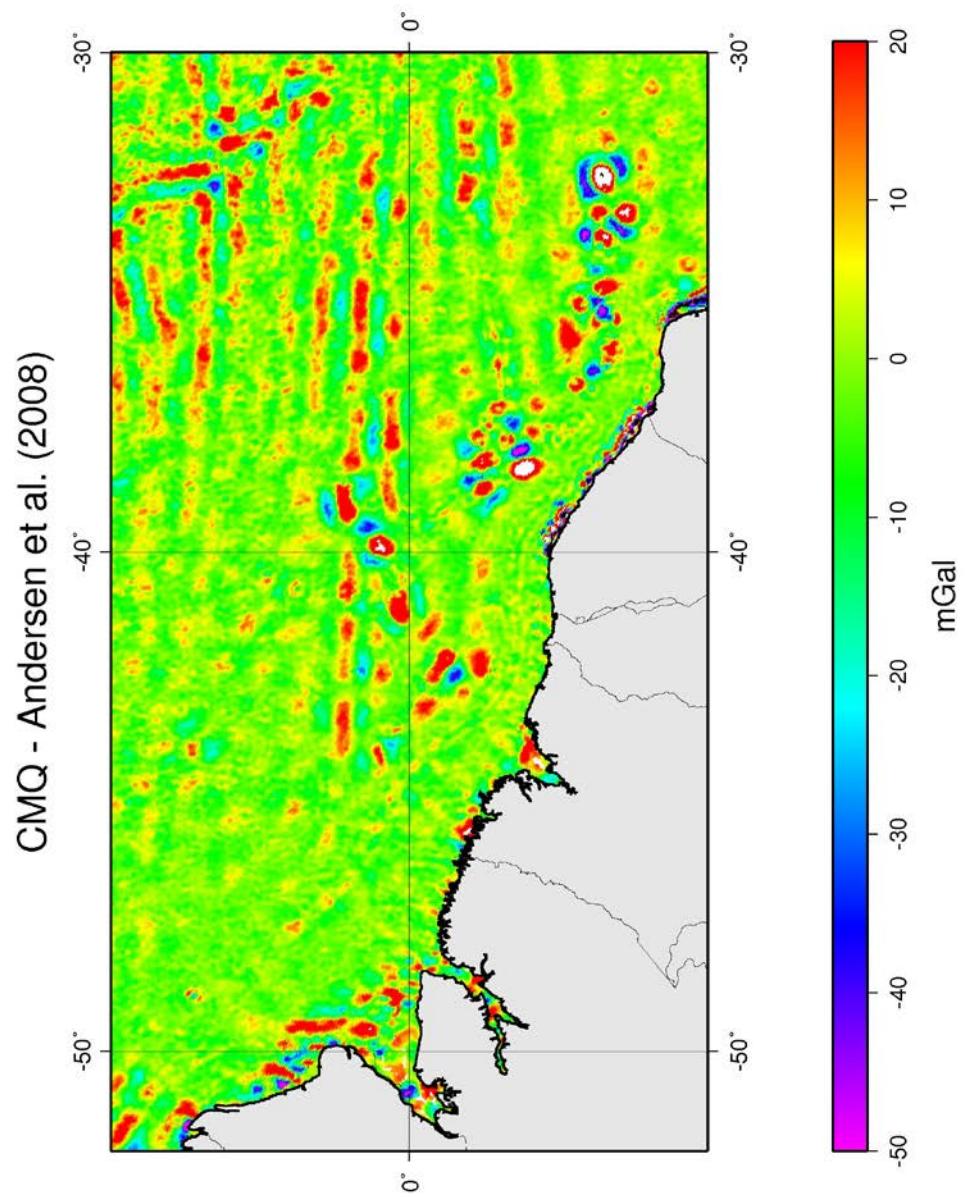


FIGURA 6.5 – Diferenças entre o modelo calculado por CMQ e o modelo de anomalia ar-livre calculado por Andersen et al. (2008) para a região da costa norte brasileira.

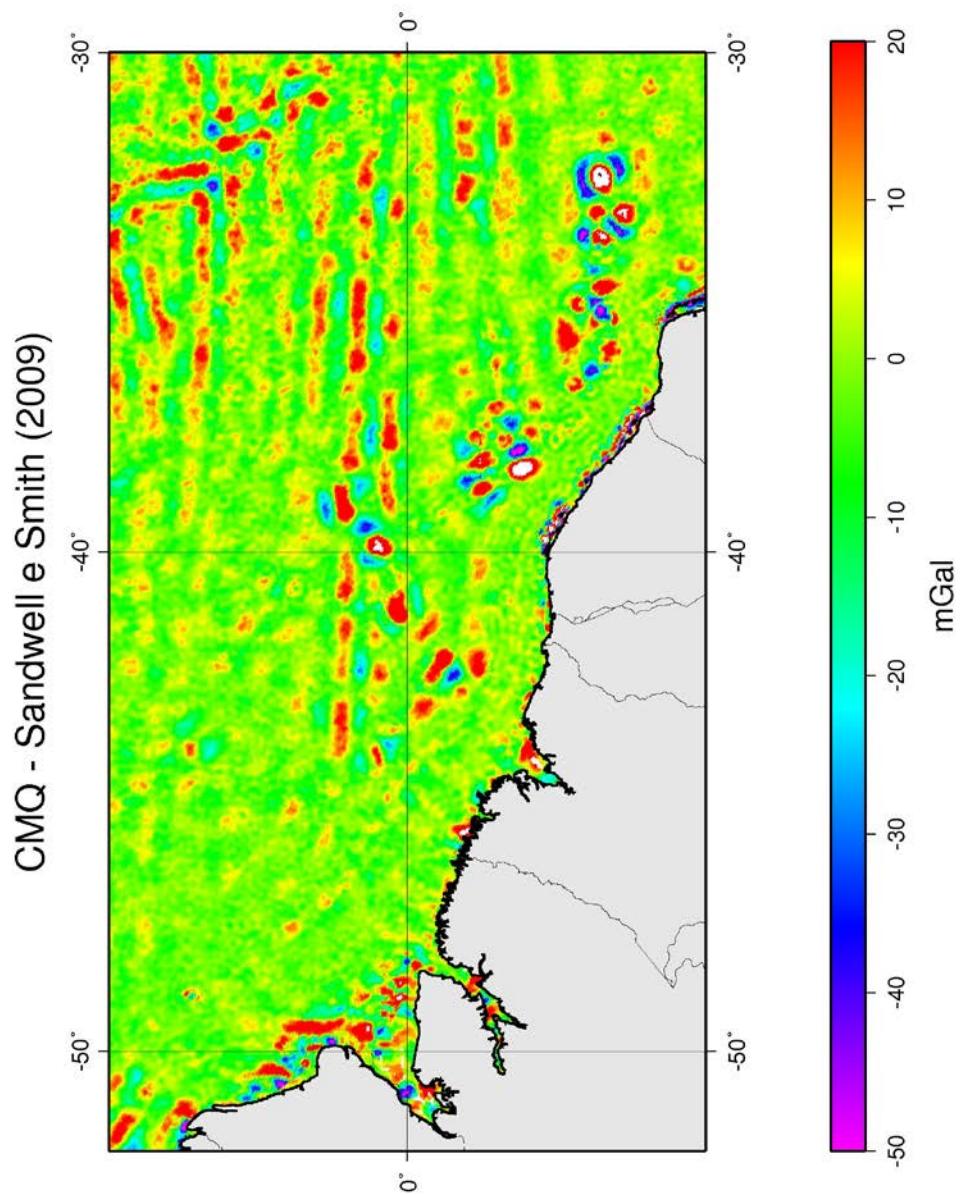


FIGURA 6.6 – Diferenças entre o modelo calculado por CMQ e o modelo de anomalia ar-livre calculado por Sandwell e Smith (2009) para a região da costa norte brasileira.

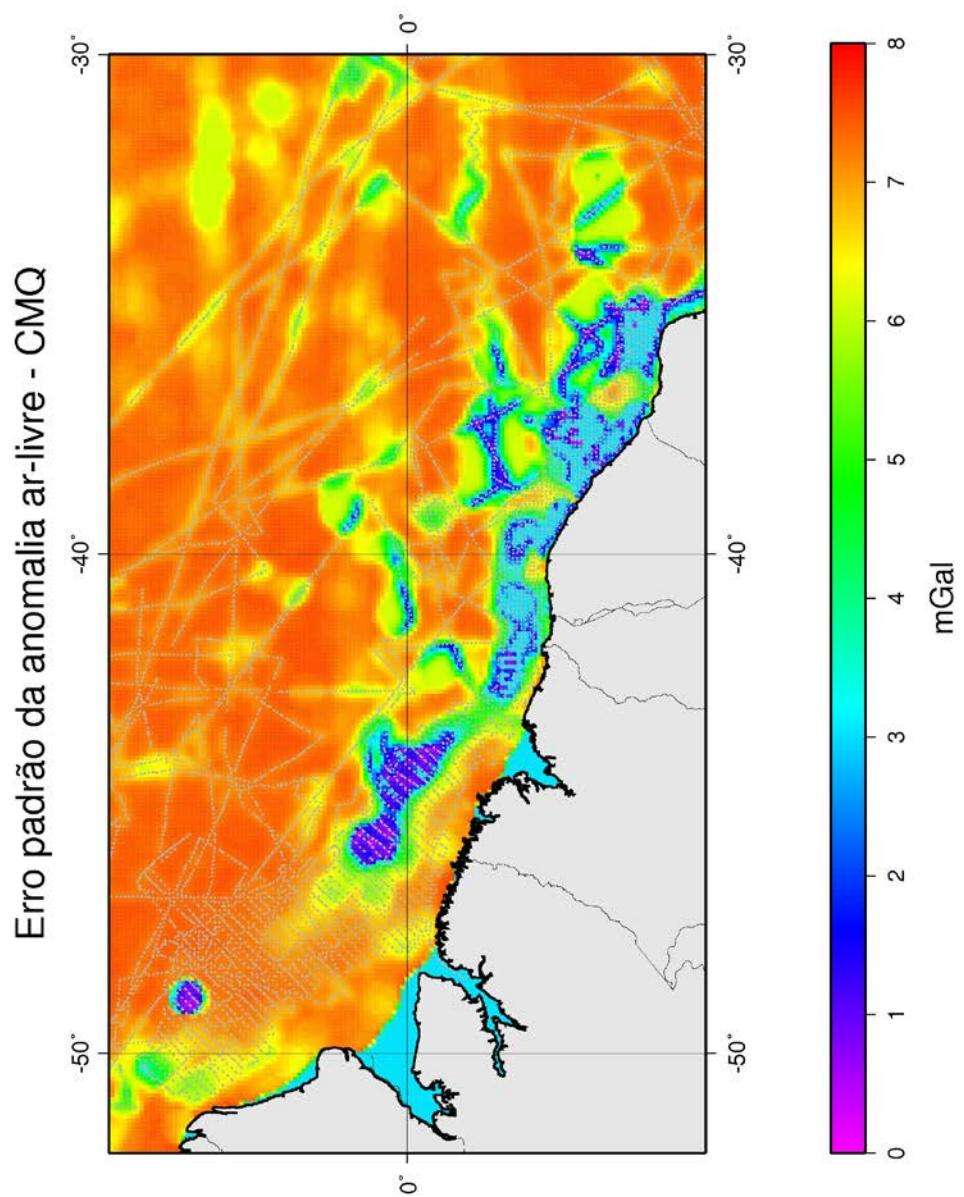


FIGURA 6.7 – Erro padrão da anomalia ar-livre do modelo calculado por CMQ para a região da costa norte brasileira. Os pontos em cinza simbolizam os dados de gravimetria marinha utilizados no cálculo do modelo por CMQ.

6.4 - COMPARAÇÃO ENTRE OS VALORES DO MODELO CALCULADO POR CMQ E OS DADOS DE GRAVIMETRIA MARINHA

As trilhas do projeto LEPLAC, em particular as pertencentes ao LEPLAC EQUATORIAL, fornecem um conjunto de dados de gravimetria marinha bastante denso e com elevada precisão na maioria dos casos, fornecendo em média 1 ponto a cada 70 metros, o que as torna bastante apropriadas para a análise da resposta obtida pelo modelo calculado no presente trabalho. Deve-se notar que estes dados não foram utilizados em nenhum dos cálculos realizados, sendo empregados apenas para esta comparação e validação do modelo obtido.

As Figuras 6.8 a 6.20 mostram os valores dos pontos coletados pelas diversas campanhas do levantamento LEPLAC e os valores estimados a partir dos modelos de Andersen et al., (2008), Sandwell e Smith (2009) e do presente trabalho para os mesmos pontos. A componente sistemática de cada trilha em relação ao modelo de CMQ foi removida para facilitar a visualização dos dados. Nota-se uma grande concordância de todos os modelos analisados com os dados de navio, em particular quando se analisa as trilhas do LEPLAC EQUATORIAL, que apresenta uma precisão bastante elevada e um padrão de anomalias ar-livre pouco perturbado no que diz respeito a ruídos de alta freqüência. Os parâmetros estatísticos das diferenças observadas entre os dados de navio e dos modelos estão apresentados na Tabela 6.1.

A análise destas informações mostra que os modelos conseguem representar de forma bastante satisfatória a anomalia ar-livre na região das trilhas em questão, e os parâmetros estatísticos tendem a favorecer os modelos globais, que apresentam desvio padrão da média ligeiramente inferior ao do modelo calculado por CMQ. Vale lembrar que estes modelos globais, porém, foram calculados utilizando dados de altimetria por satélite com o dobro de amostragem e *retracking* das trilhas, que não estavam disponíveis quando da realização do presente trabalho.

Estas evidências mostram a grande potencialidade do método aqui utilizado, especialmente na integração dos dados de altimetria por satélite das regiões oceânicas com os dados de gravimetria marinha, terrestre e aerotransportada, visando representar de forma integrada e global os elementos associados ao campo de gravidade terrestre em grandes regiões que envolvam áreas continentais e oceânicas.

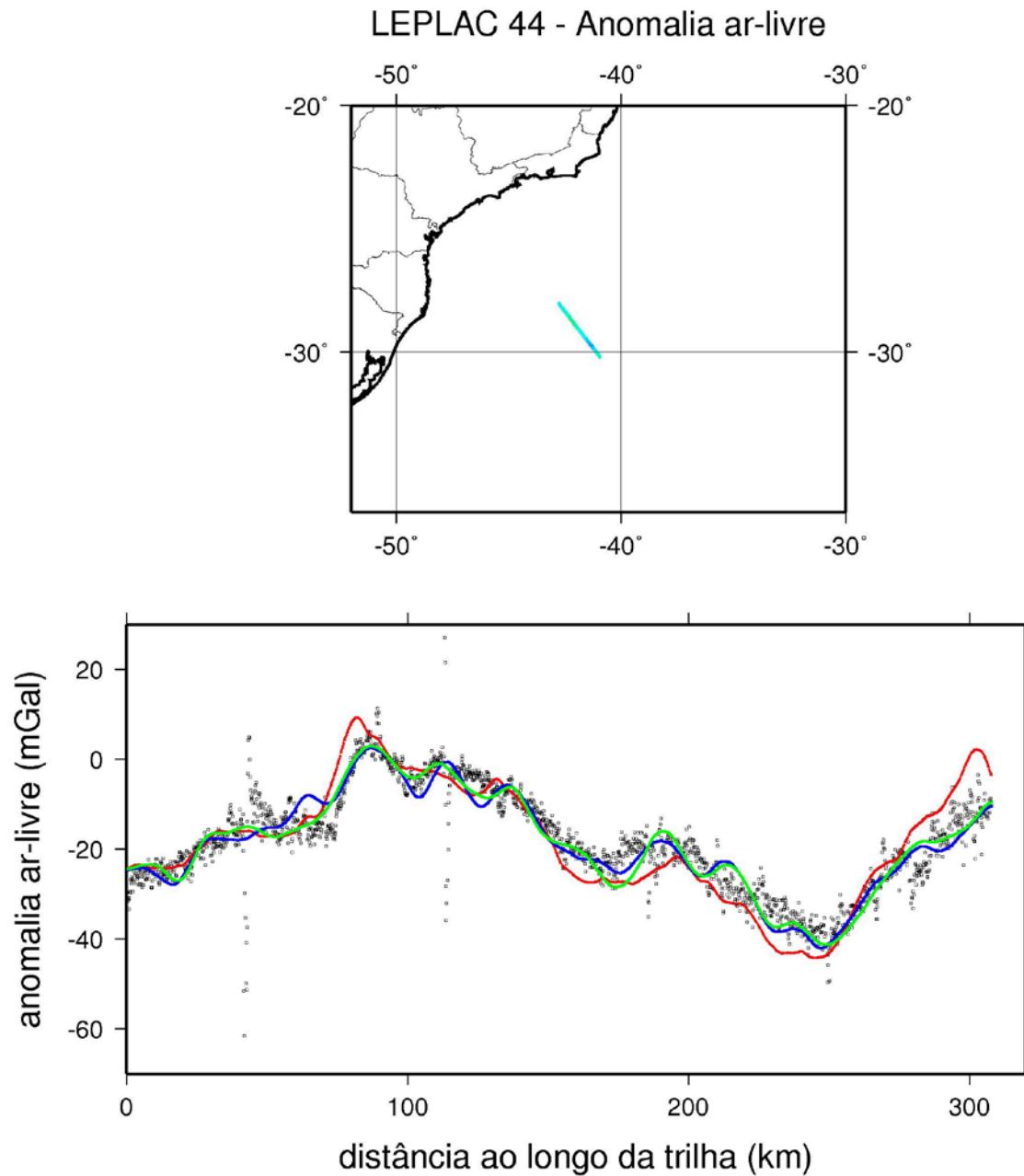


FIGURA 6.8 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0044 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.

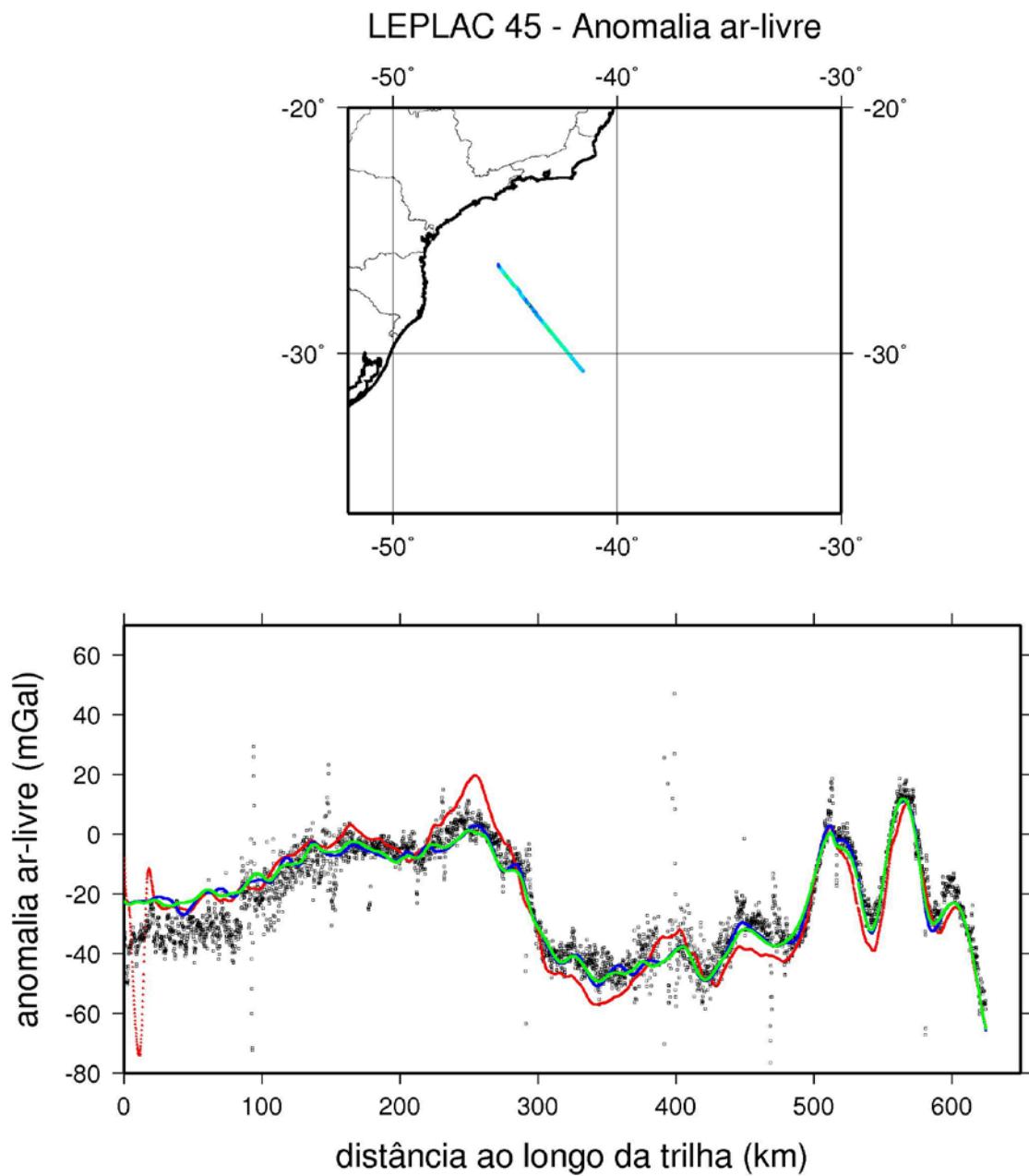


FIGURA 6.9 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0045 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.

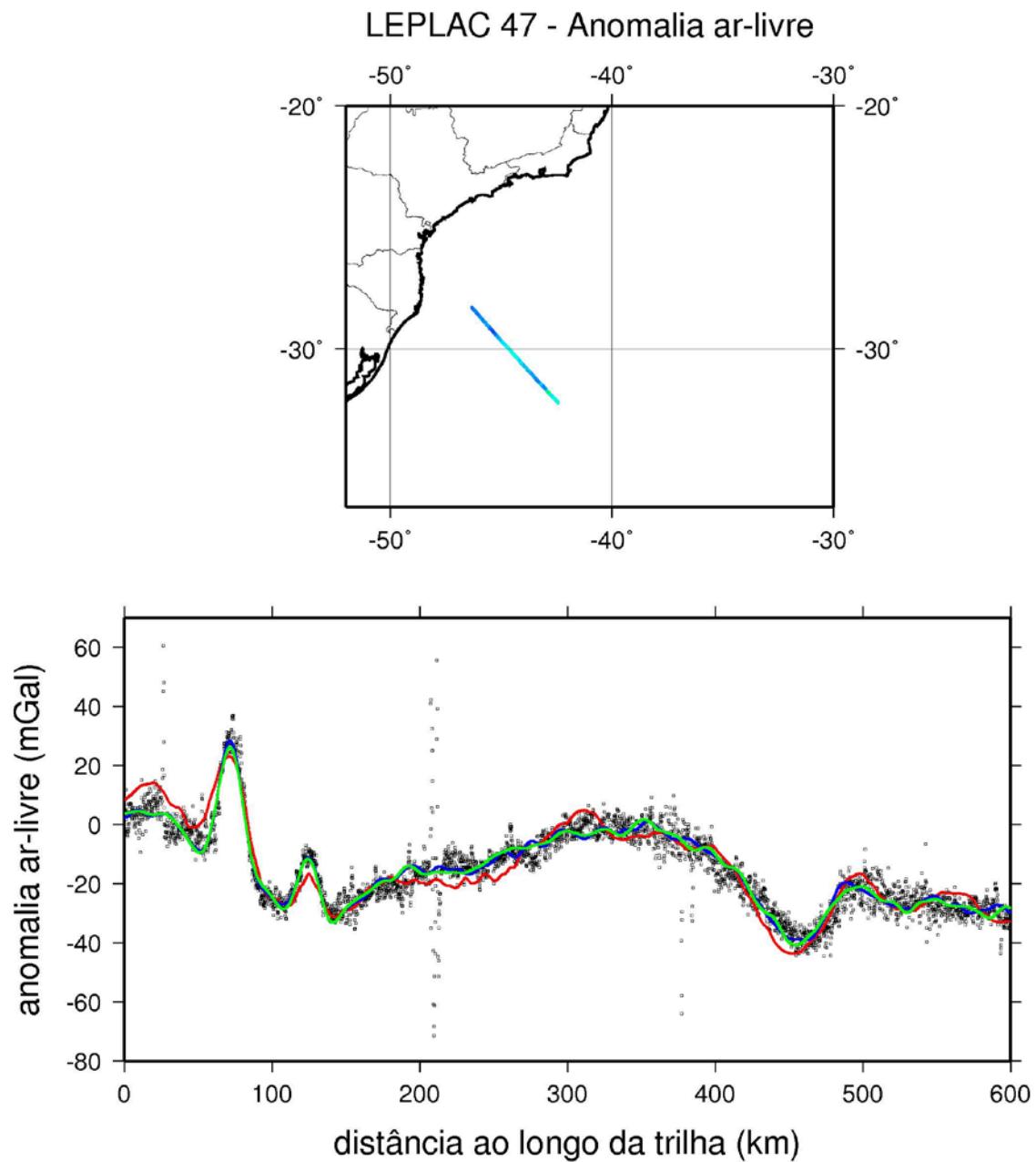


FIGURA 6.10 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0047 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.

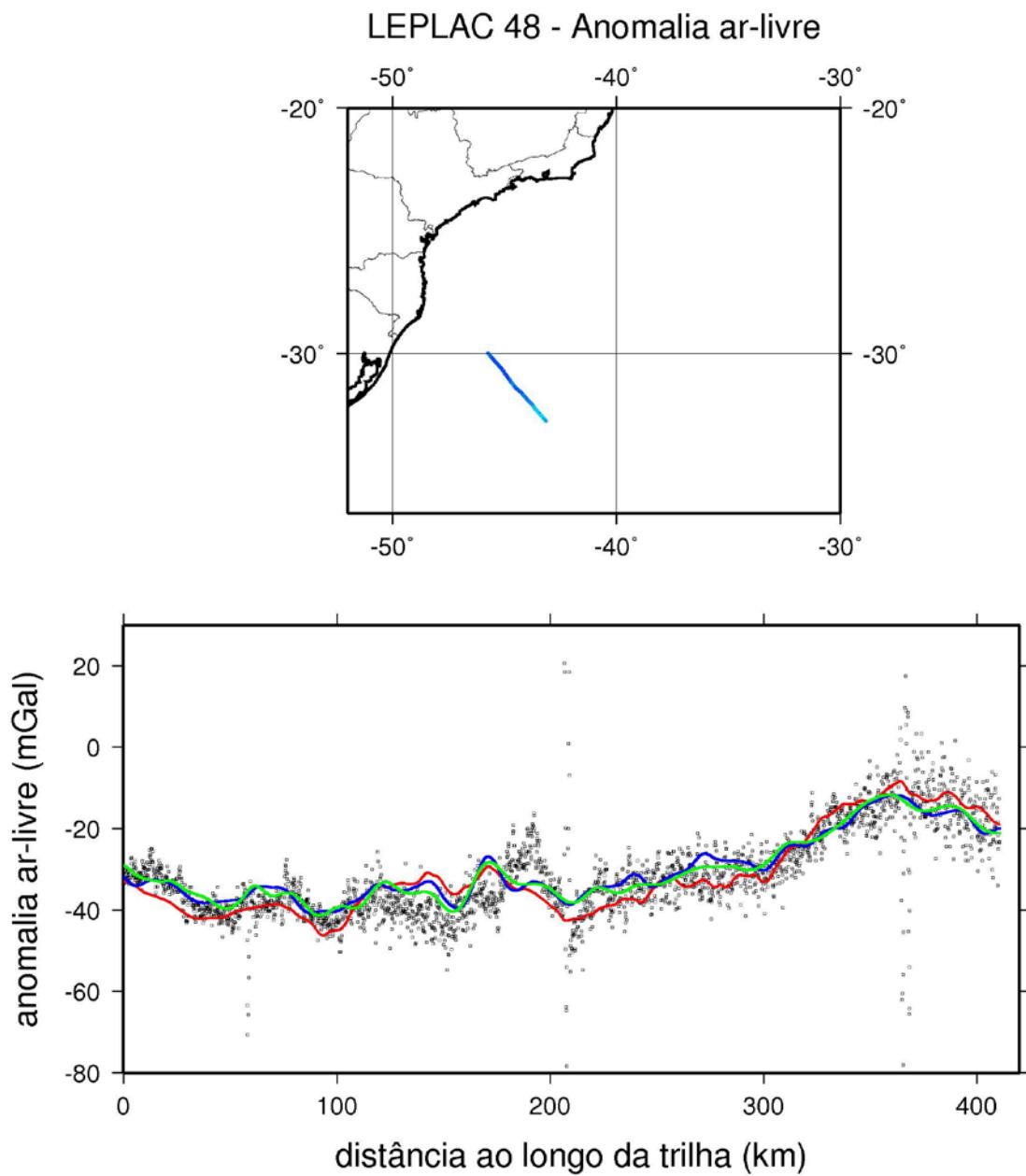


FIGURA 6.11 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0048 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.

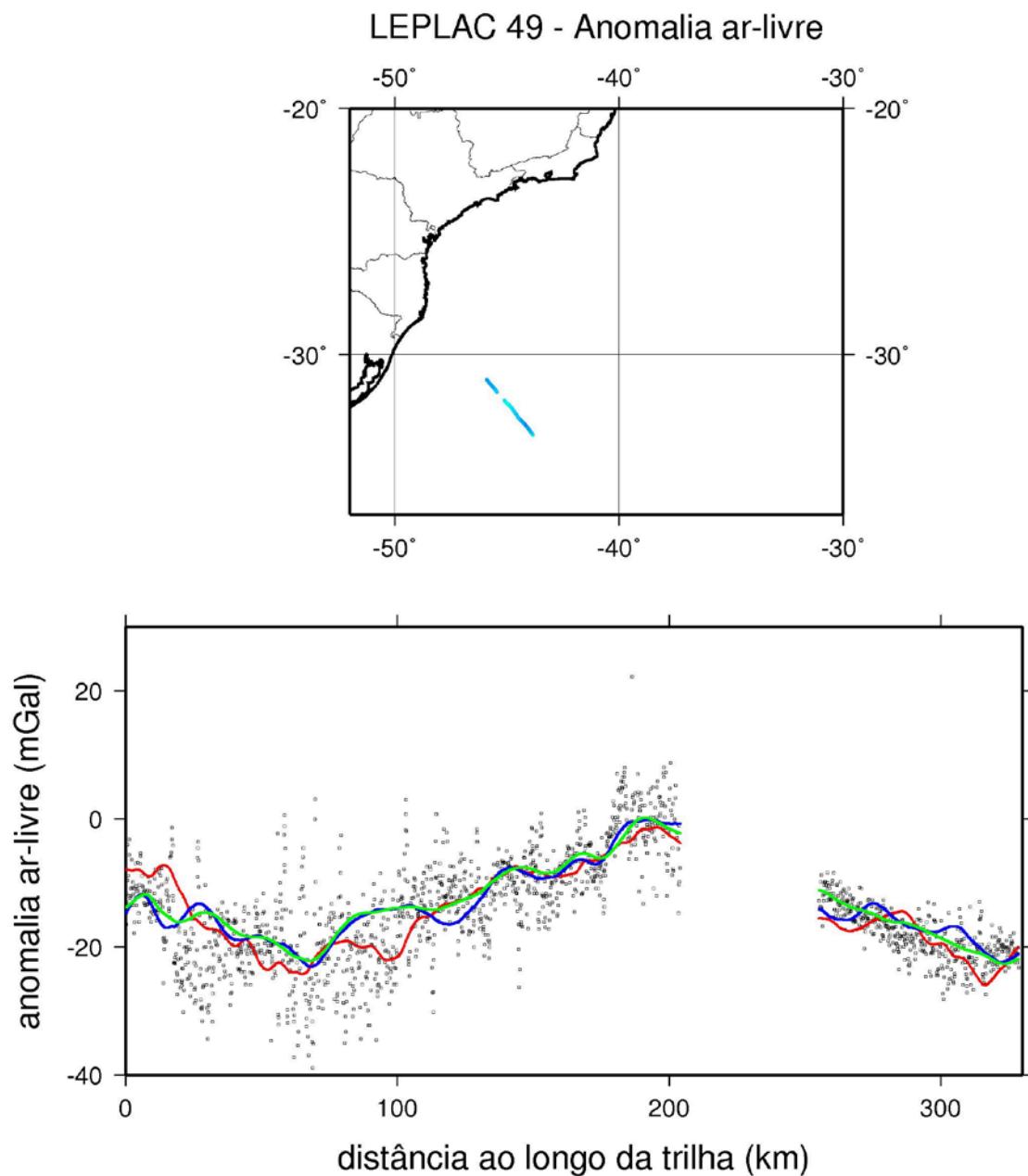


FIGURA 6.12 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0049 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.

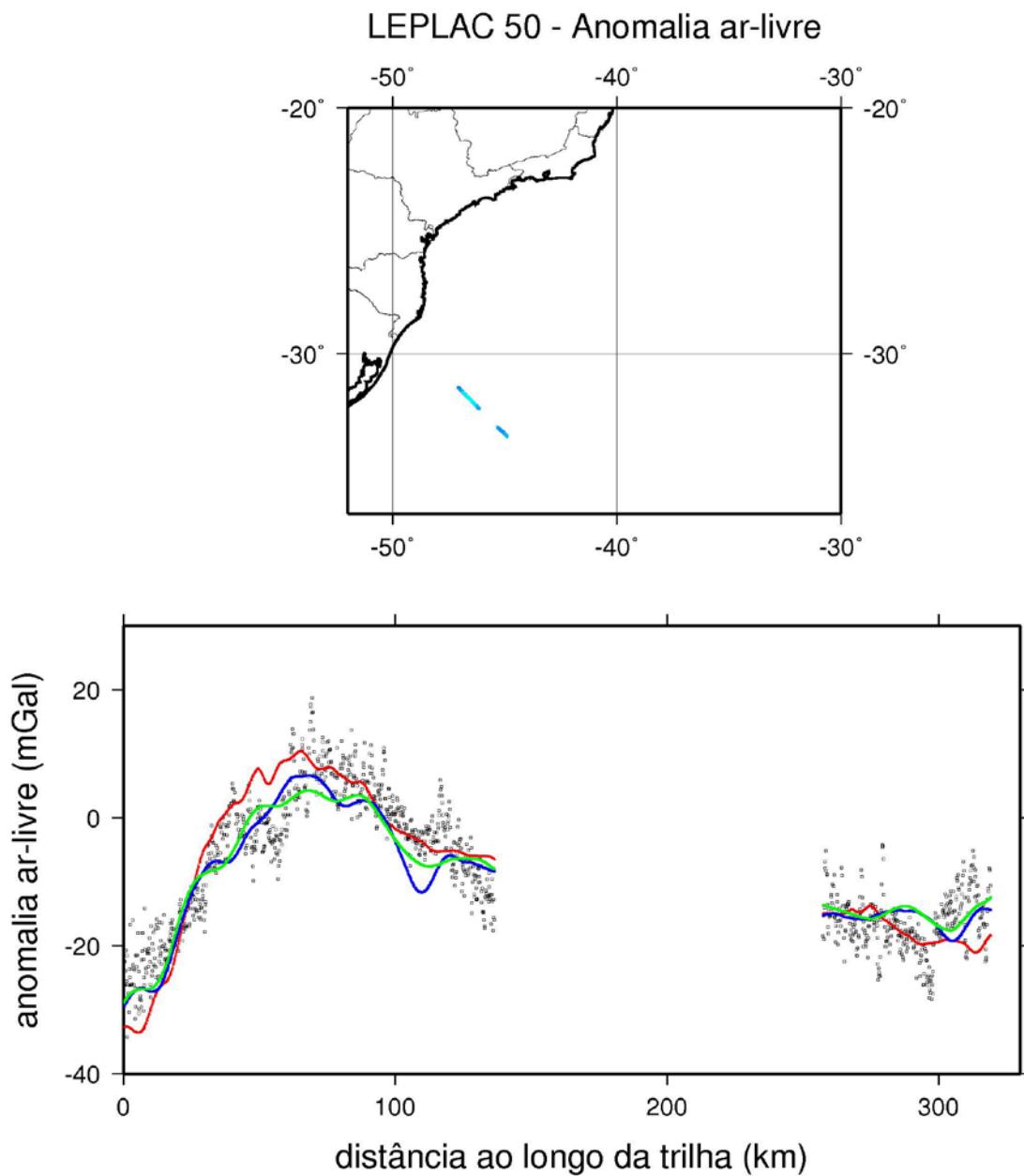


FIGURA 6.13 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0050 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.

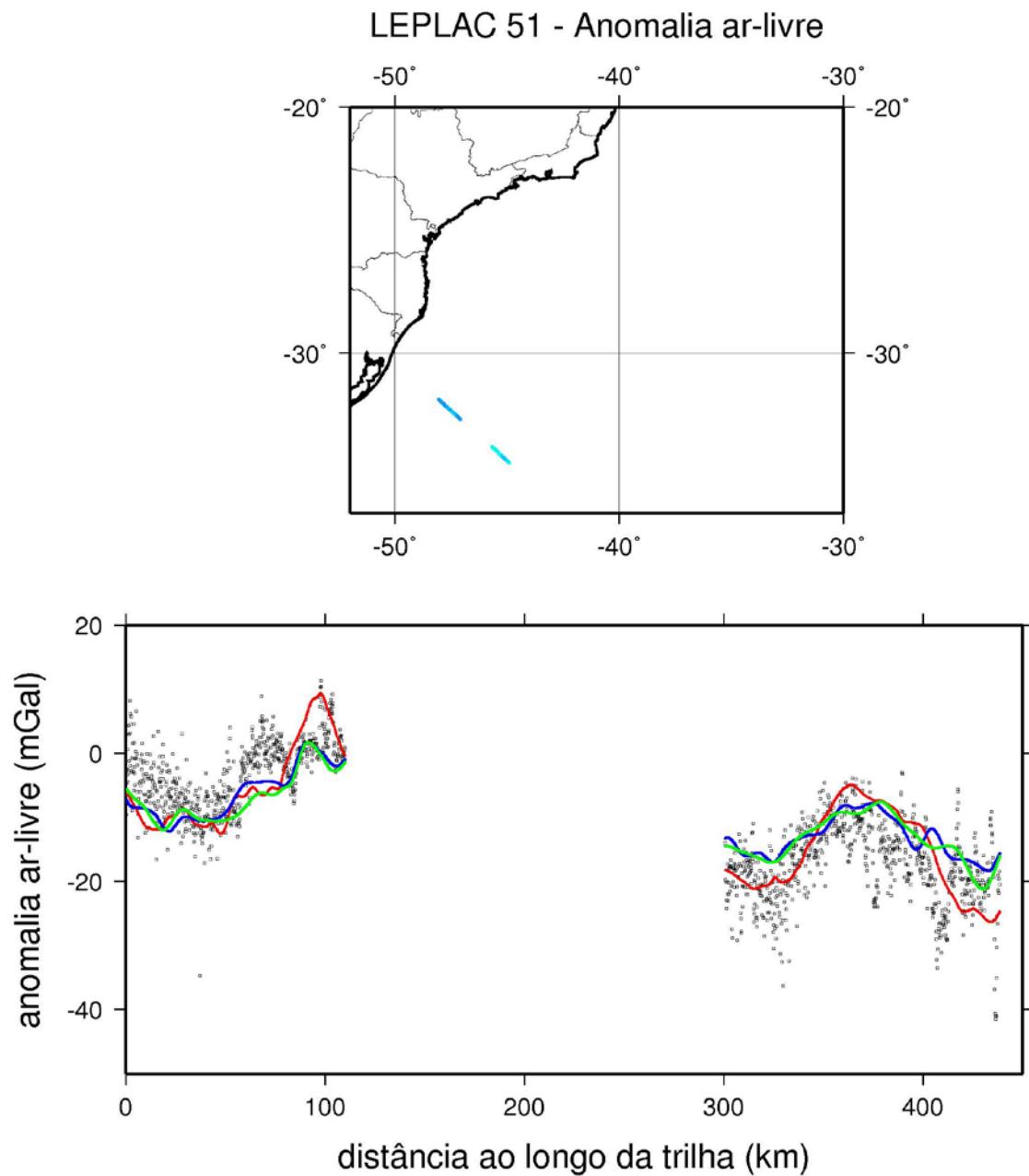


FIGURA 6.14 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0051 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.

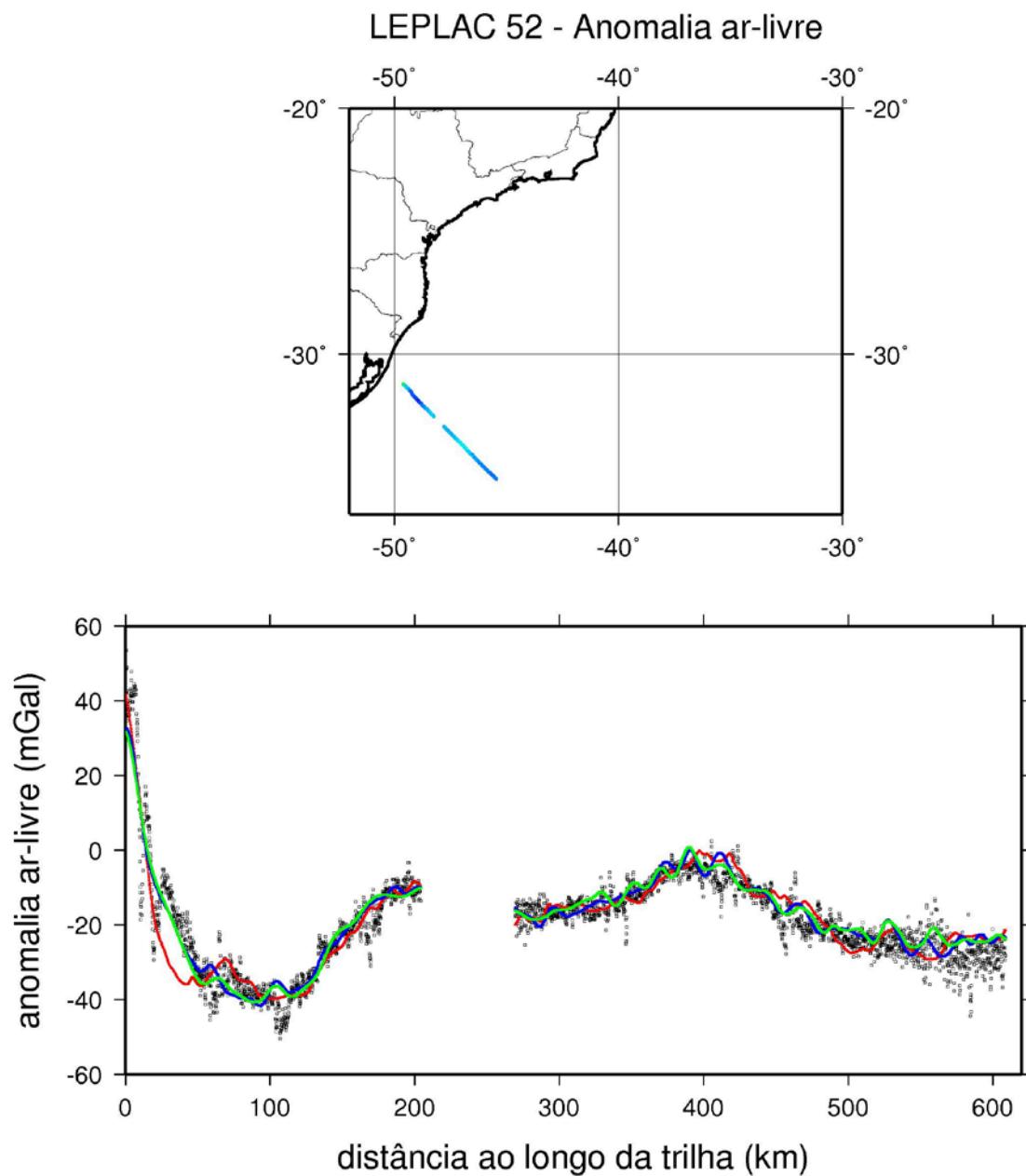


FIGURA 6.15 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0052 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.

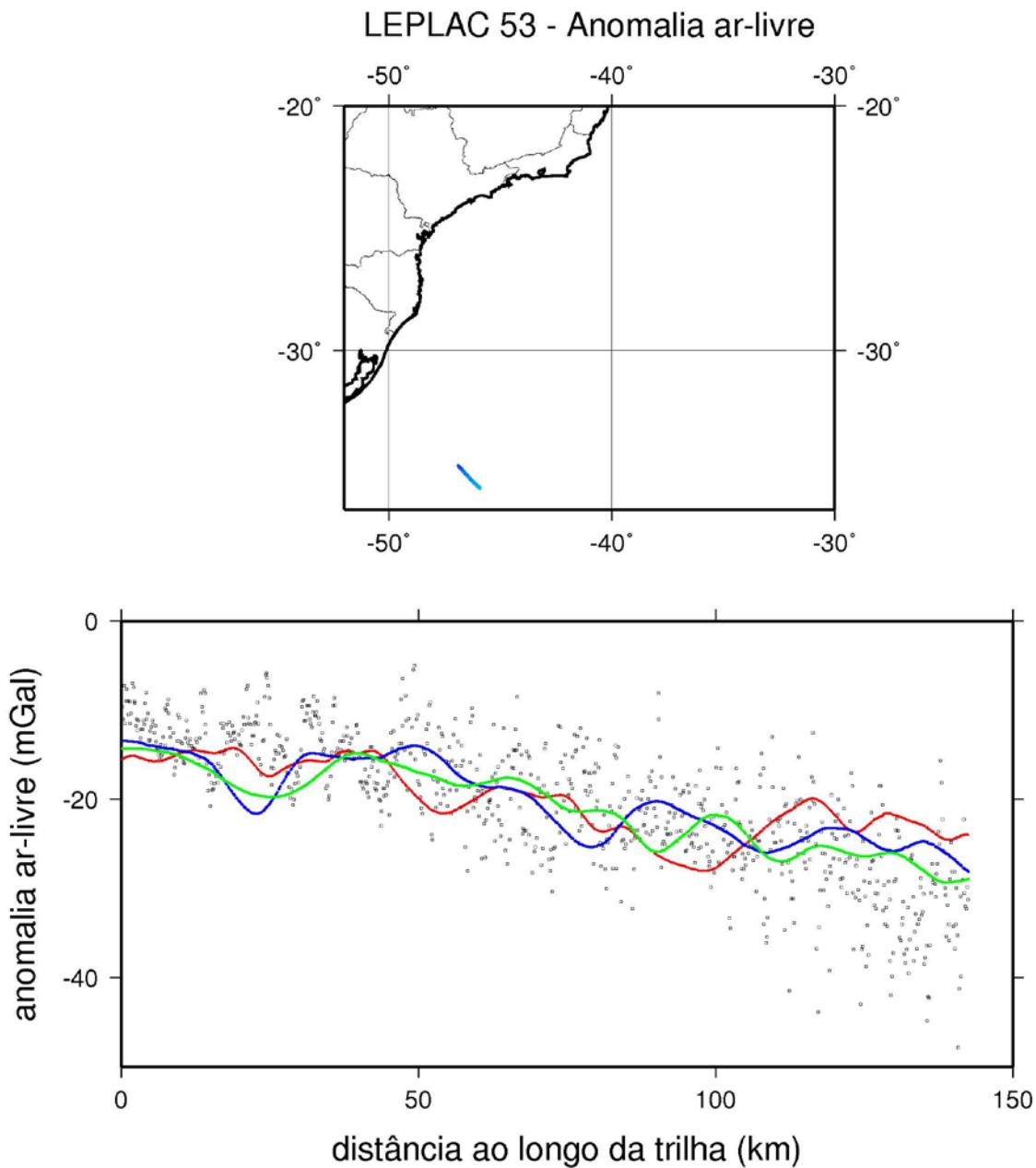


FIGURA 6.16 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da trilha do levantamento LEPLAC0053 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.

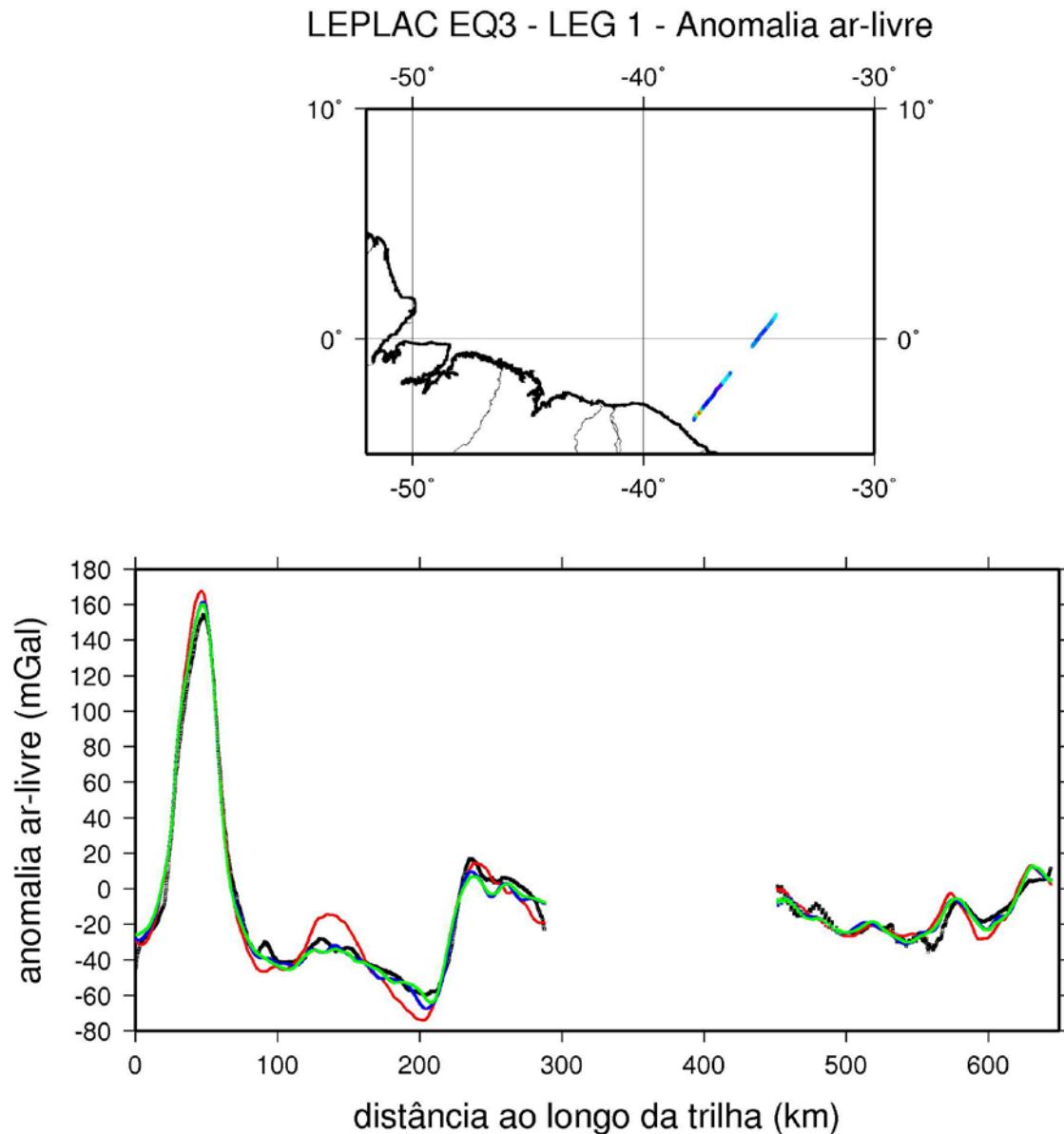


FIGURA 6.17 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da primeira trilha do levantamento LEPLAC EQUATORIAL 3 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.

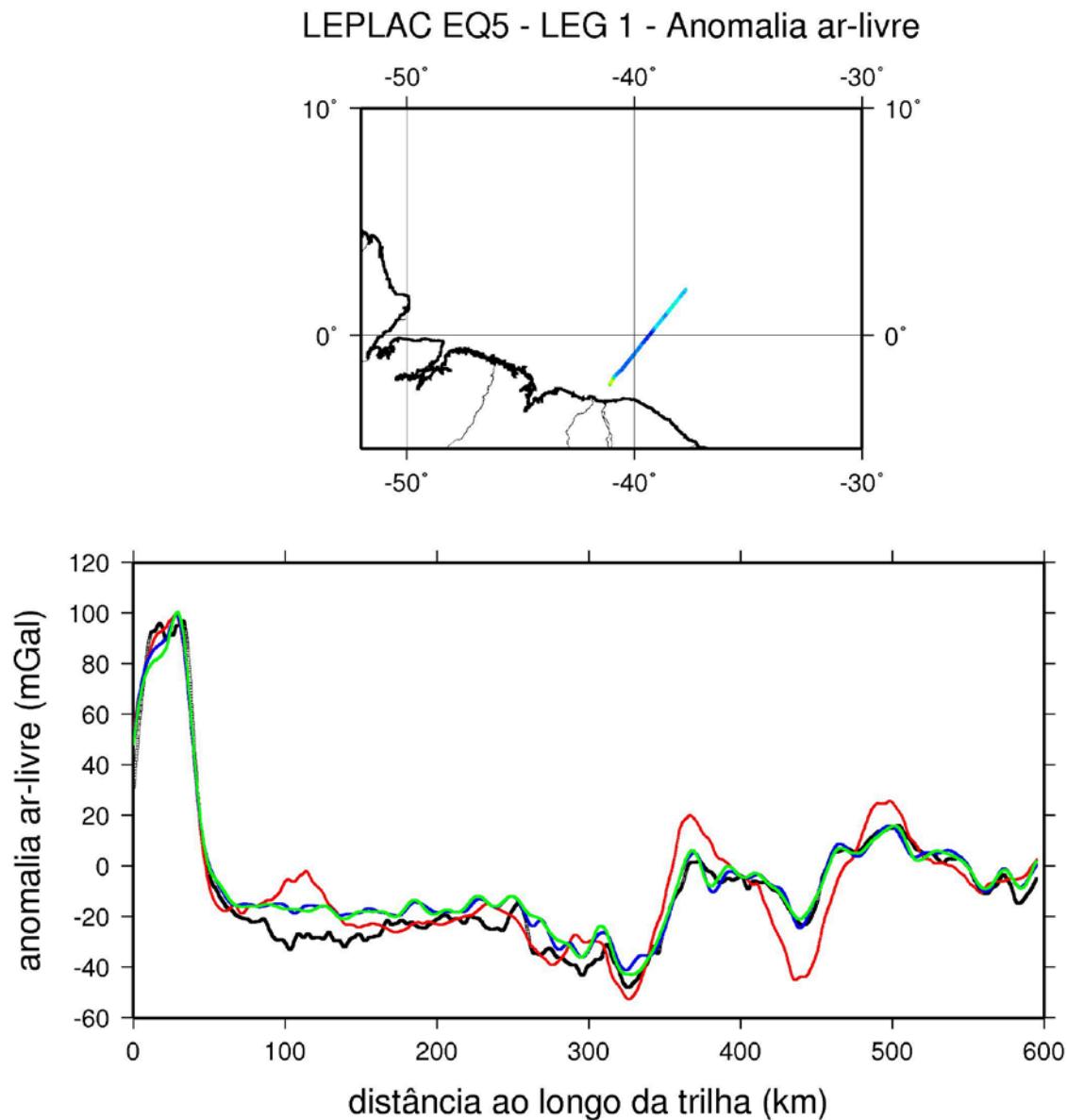


FIGURA 6.18 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da primeira trilha do levantamento LEPLAC EQUATORIAL 5 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.

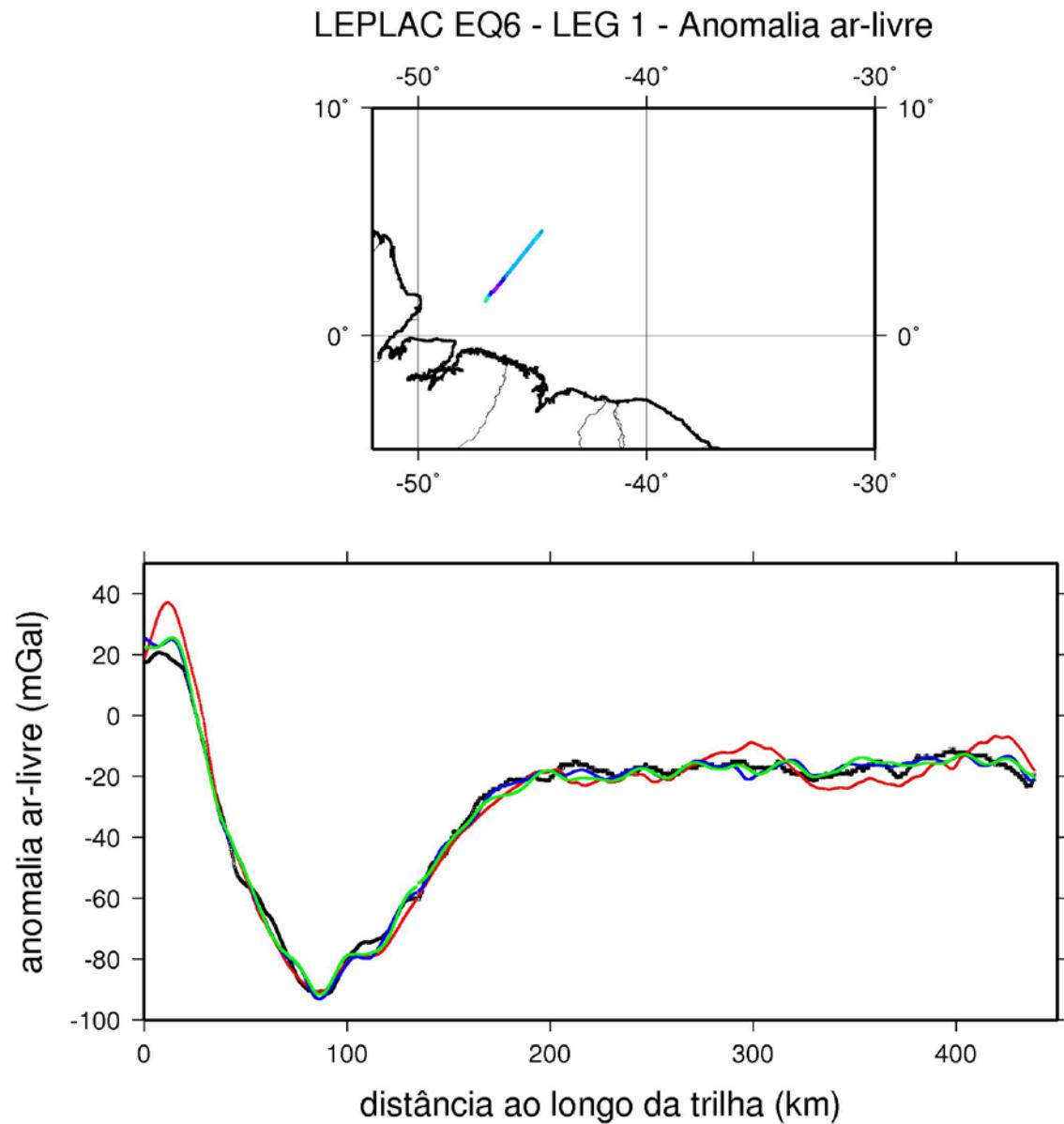


FIGURA 6.19 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da primeira trilha do levantamento LEPLAC EQUATORIAL 6 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.

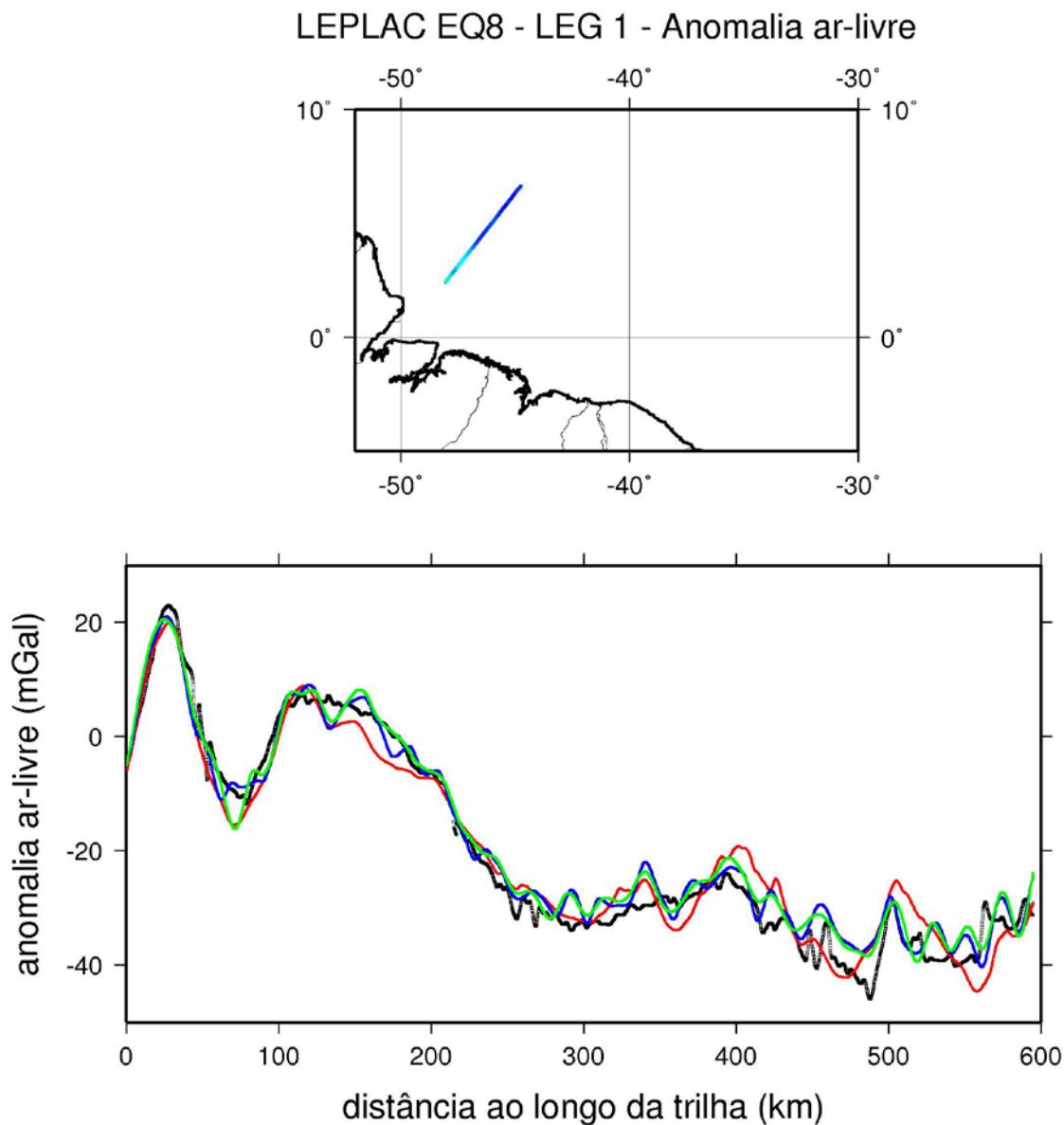


FIGURA 6.20 – Representação dos valores de anomalia ar-livre ao longo da primeira trilha do levantamento LEPLAC EQUATORIAL 8 (pontos pretos) e dos valores estimados pelos modelos CMQ (pontos vermelhos), Sandwell e Smith (2009) (pontos azuis) e Andersen et al. (2008) (pontos verdes). A escala de cores da representação da trilha no mapa é a mesma da Figura 5.25.

TRILHA/MODELO	CMQ		SANDWELL E SMITH (2009)		ANDERSEN ET AL. (2008)	
	MÉDIA	DESVIO	MÉDIA	DESVIO	MÉDIA	DESVIO
LEP0044	0,00	4,48	-0,45	3,34	-0,33	3,28
LEP0045	-0,02	37,28	0,77	36,94	0,71	36,95
LEP0047	0,00	4,82	-0,03	4,09	-0,16	4,08
LEP0048	0,00	5,02	1,26	4,72	1,11	4,56
LEP0049	0,00	3,96	0,85	3,88	1,10	3,74
LEP0050	0,00	3,90	-1,12	3,47	-0,66	3,36
LEP0051	0,00	4,16	0,81	4,11	0,40	4,18
LEP0052	-0,01	4,13	0,71	3,52	0,83	3,54
LEP0053	0,00	4,34	-0,06	3,92	-0,74	3,70
LEPEQ3	-0,01	5,83	-0,53	3,81	-0,33	3,90
LEPEQ5	0,00	6,94	1,64	3,69	1,66	3,68
LEPEQ6	0,00	3,57	-0,05	1,74	-0,10	1,87
LEPEQ8	0,00	2,83	1,17	2,18	1,47	2,02

Tabela 6.1 – Distribuição das diferenças entre os dados dos modelos analisados e os dados de gravimetria marinha do projeto LEPLAC nas diversas trilhas analisadas. A componente sistemática de cada trilha em relação ao modelo de CMQ foi removida para facilitar a visualização dos dados. Valores em mGal.

CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES

A utilização dos dados das missões geodésicas dos satélites ERS-1, GEOSAT e SEASAT e da gravimetria marinha presente na região do Atlântico Sul permitiu a elaboração de modelos de anomalia ar-livre e altura geoidal com resolução espacial de 2'x2' pelo método de colocação por mínimos quadrados, usando como fonte primária de dados de altimetria a derivada direcional ao longo das trilhas de altura da superfície do mar.

A análise do modelo obtido em comparação com dados independentes de gravimetria marinha de alta precisão do projeto LEPLAC mostrou a grande potencialidade do método utilizado neste trabalho na representação integrada dos elementos associados ao campo de gravidade terrestre.

A comparação dos modelos obtidos com os modelos mais recentes de anomalia ar-livre (Andersen et al., 2008; Sandwell e Smith, 2009) mostra grande compatibilidade, e inclusive sugere uma melhoria do presente modelo na recuperação do sinal nas regiões costeiras, mesmo considerando-se o fato de que os modelos globais em questão utilizam informações mais precisas e com maior densidade espacial.

Estes resultados evidenciam a aplicabilidade do método proposto na representação dos elementos do campo de gravidade em grandes regiões para fins de investigação de estruturas do assoalho oceânico tanto para estudos tectônicos quanto para a busca de estruturas propícias ao acúmulo de hidrocarbonetos, bem como na integração dos dados oceânicos com dados continentais de gravimetria terrestre e aerotransportada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Andersen, O. B., Knudsen, P., Berry, P., and Kenyon, S., 2008. The DNSC08 ocean wide altimetry derived gravity field. Presented EGU-2008, Vienna, Austria. April 14–18.

Cazenave, A., P. Schaeffer, M. Bergé, and C. Brossier, 1996. High-resolution mean sea-surface computed with altimeter data of *ERS-1* (Geodetic mission) and *Topex/Poseidon*, *Geophys. J. Int.*, 125, 696-704.

Cheney, R. E., Doyle, N. S., Douglas, B. C., Agreen, R. W., Miller, L. L., Timmerman, E. L., and McAdoo, D. C., 1991. The Complete Geosat Altimeter GDR Handbook. Report, *Natl. Geod. Surv./Natl. Oceanic and Atmos. Admin.*, Silver Spring, MD.

Chelton, D. B., 2001. Report of the High-Resolution Ocean Topography Science Working Group Meeting. Corvallis, OR7 College of Oceanic and Atmospheric Sciences Oregon State University. Ref. 2001-4.

Dumont, J. P., Ogor, F., and Stum, J. (1995). Quality Assessment of Cersat Altimeter OPR Products: 168-Day Repeat Period. Report, French Processing and Archive Facility, Toulouse, France.

Gmael, C., 1999. Introdução à Geodésia Física. Editora UFPR, Curitiba.

Haxby, W.F., Karner, G.D., LaBrecque, J.L., and Weissel, J.K., 1983. Digital Images of Combined Oceanic and Continental Data Sets and Their Use in Tectonic Studies, *EOS Trans.*, 64, 995-1004.

Heiskanen, W. and Moritz, H., 1967. Physical Geodesy. W.H. Freeman, New York, NY.

Hittleman, A. M., R. C. Groman, R. T. Haworth, T. L. Holcombe, G. McHendrie, and S. M. Smith, 1977. The Marine Geophysical Data Exchange Format MGD77, Key to Geophysical Records Documentation 10, National Geophysical Data Center, National Oceanographic and Atmospheric Administration, Boulder, Colorado.

- Hwang, C., 1989. High precision gravity anomaly and sea surface height estimation from geos-3/seasat altimeter data. Report 399, Dept. of Geod. Sci. and Surv., The Ohio State University, Columbus, Ohio.
- Hwang, C., Hsu, H. Y., and Deng, X., 2003. Marine gravity anomaly from satellite altimetry: a comparison of methods over shallow waters. volume 126, pages 59–66, Wuhan, China. Satellite Altimetry for Geodesy, Geophysics and Oceanography. IAG symposia.
- Hwang, C., Hsu, H. Y., and Jang, R. J., 2002. Global mean sea surface and marine gravity anomaly from multi-satellite altimetry: applications of deflection-geoid and inverse Vening Meinesz formulae. *Journal of Geodesy*, 76:407–418.
- Hwang, C. and Parsons, B., 1995. Gravity anomalies derived from Seasat, Geosat, ERS-1 and Topex/Poseidon altimetry and ship gravity: a case study over the Reykjanes Ridge. *Geophys. J. Int.*, 122:551–568.
- Hwang, C. and Parsons, B., 1996. An optimal procedure for deriving marine gravity from multisatellite altimetry. *Geophys. J. Int.*, 125:705–719.
- Knudsen, P., 1987, Estimation and modelling of the local empirical covariance function using gravity and satellite altimeter data. *Bull. Géod.*, 61, 145-160.
- McAdoo, D. C. and Marks, K., 1992. Gravity over the southern ocean from Geosat data. *J. Geophys. Res.*, 97:3247–3260.
- Molina, E. C., 1996. Ajustamento e integração de dados gravimétricos e de altimetria por satélite na representação do campo de gravidade no Atlântico Sul. Tese de doutoramento, IAG-Universidade de São Paulo.
- Moritz, H., 1978. Least-Square Collocation. *Review of Geophysics and Space Physics*, 16(3):421–430.
- Moritz, H., 1980. Advanced Physical Geodesy. Abacus Press, Cambridge, MA.

Ness, G. E., Boa Hora, M. P., Latge, M. A., and Braga, L. F., 1989. Project Equant: A gravity and magnetic study of the northern continental margin of Brasil. *1st Congress of Brazil Geophys. Soc.*, Expanded Abstracts, 821-824.

NGDC (National Geophysical Data Center), 1991. Marine Geological and Geophysical Data from NGDC, Colorado, USA.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), 1987. Geosat Altimeter Geophysical Data Record User Handbook, Colorado, USA.

Olgiati, A., Balmino, G., Sarrailh, M., and Green, C. M., 1995. Gravity anomalies from satellite altimetry: comparison between computation via geoid heights and via deflections of the vertical. *Bull. Géod.*, 69:252–260.

Paolo, F.S., 2009. Altimetria por satélite e gravimetria marinha na representação integrada do campo de gravidade na região costeira do Brasil. Dissertação de mestrado. IAG-Universidade de São Paulo, 73pp.

Pavlis, N.K., S.A. Holmes, S.C. Kenyon, and J.K. Factor, 2008. An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008, presented at the 2008 General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, April 13-18.

Sá, N. C., 1988. Modelos estatísticos e representação integrada do campo de gravidade no Brasil. Tese de doutoramento, IAG-Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.

Sá, N. C., 2004. O campo de gravidade, o geóide e a estrutura crustal na América do Sul - novas estratégias de representação. Tese de livre docência, IAG-Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.

Sandwell, D. T., 1992. Antarctic marine gravity field from high density satellite altimetry. *Geophys. J. Int.*, 109:437–448.

Sandwell, D.T and McAdoo, D.C., 1990. High-Accuracy, High-Resolution Gravity Profiles From 2 Years of the Geosat Exact Repeat Mission, *J. Geophys. Res.*, 95, 3049-3060.

Sandwell, D. T. and Smith, W. H., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry. *J. Geophys. Res.*, 102(B5):10039–10054.

Sandwell, D. T. and Smith, W. H., 2009. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate. *J. Geophys. Res.*, 114(B01411). doi:10.1029/2008JB006008.

Sandwell, D. T. and Smith, W. H. F., 2005. Retracking ERS-1 altimeter waveforms for optimal gravity field recovery. *Geophys. J. Int.*, 163:79–89.

Schwarz, K. P., Sideris, M. G., and Forsberg, R. (1990). The use of FFT technique in physical geodesy. *Geophys. J. Int.*, 100:485–514.

Souza, J. M., 1999. Mar territorial, zona econômica exclusiva ou plataforma continental? *Rev. Bras. de Geofísica*, Vol. 17(1), 1999

Tscherning, C. C. and Rapp, R. H., 1974. Closed covariance expressions for gravity anomalies, geoid undulations and deflections of the vertical implied by anomaly degree variance models. *Report 410, Dept. of Geod. Sci. and Surv.*, The Ohio State University, Columbus, Ohio.

Wessel, P. and A.B. Watts, 1988. On the accuracy of marine gravity measurements, *J. Geophys. Res.*, 93, 393-413.

Wessel, P., 1989. XOVER: A cross-over error detector for track data, *Comput. Geosci.*, 15, 333-346.

APÊNDICE I – FORMATOS GDR E OPR

OPR

Version 1.0

December 22, 1997

Heritage: CERSAT OPR 3.0

Reduced GM GDR format for ERS-1 168 day repeat data:

UTC seconds (since 1/1/85)	second	I*4
UTC continued	micro sec	I*4
Latitude	micro degrees	I*4
Longitude	micro degrees	I*4
Orbit (DGM-E04)	mm	I*4
Sea Surface Height	mm	I*4
Sigma H	cm	I*2
Sigma0	,01 db	I*2
Significant Wave Height	cm	I*2
Dry Troposphere	mm	I*2
Inverted Barometer	mm	I*2
IRI95 ionosphere	mm	I*2
Wet Trop (radiometer)	mm	I*2
Ocean Tide	mm	I*2
Pole Tide	mm	I*2
Ocean Load Tide	mm	I*2
Solid Earth Tide	mm	I*2
Flag Word	--	I*2

SSH(corrected mm)= SSH - Dry Trop

- Wet Trop
- IRI95
- Ocean Tide
- Ocean Load Tide
- Pole Tide
- Solid Earth Tide
- Inverted Barometer
- + 5.5 % of SWH*10

The flagword is simply a copy of the 16-bit "Measurement

Confidence Data" from the OPR. Refer to pages 29-30 of the ESA document
 "Altimeter Products User Manual: C1-EX-MUT-A21-01-CN (07/07/92)" for
 further information regarding these flag bits.

NOTE The MCD flag bits are reversed from the "normal" definition of
 bit 0 = LSB --> bit 15 = MSB; the ESA definition has
 bit 0 = MSB --> bit 15 = LSB.

GEOSAT-GM GDR ORIGINAL

Reduced Geosat GM GDR Format 4/24/97

Binary
 Direct Access
 Recl=34

Parameter	Size	Units
seconds past Jan.01, 1985	I*4	sec
time continued in microseconds	I*4	microseconds
latitude	I*4	microdegrees
longitude	I*4	microdegrees
orbit height (JGM3)	I*4	mm
corrected sea surface height based on JGM3 orbit	I*4	mm
sigma H of 10/sec fit	I*2	cm
inverted barometer	I*2	mm
orbit height (EGM96)	I*4	mm
flagword	I*2	--
<hr/>		
TOTAL	34	bytes

CRITÉRIOS PARA EDIÇÃO – FLAGS

Revised April 07, 1997
 Version 1.0 Revised
 Editing and Flagging Criteria for Geosat GM

Sea surface heights were set to the undefined value of 32767 if range or ocean dynamic corrections were unavailable, or any of the following editing criteria were met:

Edit Criteria

- Significant Wave Height > 15 m or < 0
- Sigma H of 10Hz fit to 1Hz > 20 cm
- Dry Trop < -2600 mm or > -2000 mm
- Wet Trop < -1000 mm or > 0
 - Ocean Tide < -10000 mm or > 10000 mm
 - IB < -1000 mm or > 1000 mm
 - Ocean Load < -200 mm or > 200 mm
 - Solid Earth Tide < -1000 mm or > 1000 mm
 - Ionosphere < -600 mm or > 0

A flagword is available for each defined sea surface height residual that indicates conditions that may affect the accuracy of the observation. Bit 0 is the most significant bit. Bit 1 through bit 8 are identical to NOAA/NGS Geosat JGM3 GDR release.

Flagword 16 bits
 Bit = 1 if condition is true;
 Bit 0 : blank

Bit 1 : depth < 2000 meters
 Bit 2 : dh(SWH/ATT) or dh(FM) out of normal range
 Bit 3 : if any of the 10/sec heights set to 32767
 Bit 4 : if VATT is extrapolated > 4 minutes
 Bit 5 : if VATT estimated
 Bit 6 : if VATT estimate used less than 60 raw samples
 Bit 7 : Wind speed estimate suspect
 Bit 8 : Sea State Bias correction suspect
 Bit 9 : Significant Wave Height > 10 m
 Bit 10 : Sigma H of 10Hz fit to 1Hz > 15 cm
 Bit 11 : Attitude > 1.1 degrees
 Bit 12 : Ocean tide difference between Eanes UT model
 and Pathfinder model > 5 cm.
 Bit 13 : Sigma0 < 6 db or > 27 db
 Bit 14 : blank
 Bit 15 : blank

GEOSAT JGM-3 GDR

Geosat JGM-3 GDRs			
Item Parameter	Units	Bytes	Description
1 UTC	sec	4	UTC time since 01/01/85. Includes +5 msec timing bias correction.
2 UTC	microsec	4	UTC time, microseconds part.
3 LAT	microdeg	4	Latitude, microdegrees N.
4 LON	microdeg	4	Longitude, microdegrees E.
5 ORB	mm	4	JGM-3 orbit relative to reference ellipsoid: $a_e = 6378136.3\text{ m}$; $1/f = 298.257$.
6 H	cm	2	1-second average sea height relative to reference ellipsoid.
7 SIG_H	cm	2	Standard deviation of the 10/sec values about the 1-second H.
8 MSSH	cm	2	Mean sea surface height from the Ohio State MSS95 model.
9-18 H1-H10	cm	10*2	10/sec sea height values. To derive time tags, see footnote #1.
19 SWH	cm	2	Significant wave height (see footnote #2).
20 WS	cm/sec	2	Wind speed at 10 m height, from Freilich and Challenor (1994) model.
21 SIG_0	0.01 dB	2	Sigma naught, radar backscatter coefficient (see footnote #3).
22 SSB	mm	2	Sea state bias derived by Gaspar, Ogor, and Hamdaoui (1996).
23 L_TID	mm	2	Load tide from CSR 3.0 model.
24 FLAGS	-	2	See table below for flag bit definitions.
25 H_OFF	m	2	H offset to be added to all heights over land (flag bit 0 = 0).
26 S_TID	mm	2	Solid tide from T/P "TIDPOT" algorithm, based on Cartwright & Edden (1973).
27 O_TID	mm	2	Ocean tide from CSR 3.0 model.

28	WET_NCEP	mm	2	Wet troposphere correction from NCEP/NCAR reanalysis model.
29	WET_NVAP	mm	2	Wet troposphere correction from NASA NVAP climatology.
30	DRY_NCEP	mm	2	Dry troposphere correction from NCEP/NCAR reanalysis model.
31	IONO	mm	2	Ionosphere correction from IRI95 model.
32	WET_T/S	mm	2	Wet troposphere correction from TOVS/SSMI observations.
33	DRY_ECMWF	mm	2	Dry troposphere correction from ECMWF model.
34	ATT	0.01 deg	2	Attitude (Spacecraft off-nadir orientation).
<hr/>				
Total		78 Bytes		

Footnote #1: Time tags for the H1-H10 heights can be computed with the formula:

$$t(i) = \text{UTC(sec)} + \text{UTC(microsec)} + 0.98 * (i/10.0 - 0.55); i=1-10$$

Footnote #2: SWH has been increased by 13%; see Carter, Challenor, and Srokosz (1992).

Footnote #3: Sigma-0 values in the GM have been modified by several tenths of a db (Ella Dobson, JHU/APL, personal communication).

Definition of Bits in Flag Word (Item #24)

Bit	On (Bit = 1)	Off (Bit = 0)	Notes
0	Ocean location	Land location mask.	Based on 5-minute CSR land
1	Ocean depth > 2250 m	Ocean depth < 2250 m	Based on 1-degree shallow sea mask.
2	dh(swh/att)	dh(swh/att) or dh(fm) suspect	See JHU/APL (1985). or dh(fm) nominal
3	Any 10/sec height	All 10/sec heights invalid	Invalid heights = 32767. valid
4-6	ATT flags suspect	ATT flags nominal	See JHU/APL (1985).
7	Wind speed suspect	Wind speed valid or > 20 m/s.	Suspect if WS < 1.5
8	Sea state bias	Sea state bias suspect	SSB suspect if SWH < 0 or valid > 11m; if WS < 1.5 or > 20 m/s; or if ATT > 1.1 deg.
9-15	All remaining bits set to 0.		

SEASAT GDR

Altimeter Basic Geophysical Record

Measurement Name

			Units	Algorithm Source	Channel Range
Time tag (integer part)			1 s	S-01, S-04	0 - 3.2 x 10e7 s
Time tag (fractional part)			1 s	S-01, S-04	0 - 1.0 x 10e6 µs
Geodetic latitude			10e-6 deg	G-04/1	-90° - 90°
Longitude	10e-6 deg	G-04/1	0° - 360°		
Raw altimeter measurement (h)			1 mm	S-04, S-13	0 - 2 x 10e3 km
Spacecraft height above ref. ellipsoid			1 mm	G-04/1	0 - 2 x 10e3 km
Surface height above ref. ellipsoid corrected for instrument and atmospheric effects			1 mm	G-07	-150 - 150 m
Geoid height			1 mm	G-07	-150 - 150 m
Inverse barometer (barotropic)			1 mm	G-02	-15 - 15 m
Ocean tide no. 1			1 mm	G-03/3	-15 - 15 m
Seasat mean sea surface			1 cm	G-19	-150 - 150 m
Ionospheric correction			1 mm	G-10	-15 - 15 m
FNOC wet tropospheric correction			1 mm	G-11/2	-15 - 15 m
SMMR wet tropospheric correction			1 mm	G-11/1	-15 - 15 m
Dry tropospheric correction			1 mm	G-12	-15 - 15 m
Radial orbit difference NSWC - GSFC			1 cm	G-4.01	-150 - 150 m
Net instrument correction to h			1 mm	S-13	-15 - 15 m
Sigma-h			1 mm	S-04	0 - 30 m
H1/3 (significant wave height)			1 cm	S-19	0 - 300 m
Net instrument correction to H1/3			1 cm	S-19	-150 - 150 m
Sigma-H1/3			1 cm	S-04	0 - 300 m
° (sigma-naught)			0.01 dB	S36	-150 - 150 dB
Nadir wind speed			1 cm/s	G-18	0 - 300 m/s
AGC (automatic gain control)			0.01 dB	AL782, AL877, S-04	0 - 300 dB
Sigma-AGC			0.01 dB	S-04	0 - 300 dB
Ocean tide no. 2			1 mm	G-03/4	-15 - 15 m
Atmospheric sea surface pressure			1 mbar	G-17	0 - 3000 mbar
Atmospheric sea surface water vapor pressure			1 mbar	G-17	0 - 3000 mbar
Atmospheric sea surface temperature			0.01 °K	G-17	0 - 327 °K
Orbit rev number			1	G-20	0 - 3000

Extraído de Parke, M.E., G.H. Born, and J.F. Scott, 1980. "Seasat Altimeter Geophysical Algorithm Specifications", JPL Internal Document 622-226, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA.