Observatório Nacional

Divisão de Programas de Pós-Graduação

INTERPRETAÇÃO DE DADOS MAGNÉTICOS SOBRE CROSTA OCEÂNICA EM BAIXAS LATITUDES

Raimundo Oscar de Sousa Junior

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geofísica do Observatório Nacional, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Geofísica.

Orientador(a): Dr. Vanderlei Coelho de Oliveira Junior

Co-orientador(a): Dra. Valéria Cristina Ferreira Barbosa

Rio de Janeiro
Junho de 2026

INTERPRETAÇÃO DE DADOS MAGNÉTICOS SOBRE CROSTA OCEÂNICA EM BAIXAS LATITUDES

Raimundo Oscar de Sousa Junior

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA DO OBSERVATÓRIO NACIONAL COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRE EM GEOFÍSICA.

Examinada por:

Documento assinado digitalmente
gov.br
VANDERLEI COELHO DE OLIVEIRA JUNIOR
Data: 23/06/2026 12:11:35-0300
Verifique em https://validar.iti.gov.br

Dr. Vanderlei Coelho de Oliveira Junior

Documento assinado digitalmente
gov.br
PLINIO FRANCISCO JAQUETO
Data: 26/06/2026 11:22:06-0300
Verifique em https://validar.iti.gov.br

Dr. Plinio Francisco Jaqueto

Documento assinado digitalmente
gov.br
ALANNA COSTA DUTRA
Data: 26/06/2026 10:52:08-0300
Verifique em https://validar.iti.gov.br

Dra. Alanna Costa Dutra

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL
JUNHO DE 2026

Resumo da Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Observatório Nacional como parte dos requisitos necessários para a obtenção do título de Mestre em Geofísica.

INTERPRETAÇÃO DE DADOS MAGNÉTICOS SOBRE CROSTA OCEÂNICA EM BAIXAS LATITUDES

Raimundo Oscar de Sousa Junior

Junho/2026

Este trabalho implementou e validou uma metodologia de inversão no domínio do espaço para estimar a distribuição de suscetibilidade magnética aparente em crosta oceânica, voltada especificamente à interpretação de dados magnéticos em regiões de baixa latitude, onde técnicas convencionais no domínio de Fourier, como a redução ao polo, sofrem instabilidades numéricas. O modelo interpretativo adotado consiste em uma camada de prismas retangulares justapostos horizontalmente, com magnetização puramente induzida e suscetibilidade isotrópica. A formulação do problema inverso combina regularização de Tikhonov de primeira ordem com um vínculo de positividade, com o objetivo de restringir fisicamente as soluções estimadas.A metodologia foi testada em oito cenários sintéticos, organizados em três grupos progressivos que avaliaram: (i) o papel estabilizador do vínculo de positividade; (ii) o efeito da distribuição irregular de observações sobre a qualidade da inversão; (iii) a influência da variação temporal do campo geomagnético principal (IGRF) quando se combinam levantamentos de épocas distintas; e (iv) o desempenho frente a modelos com geometria e espessura crustal realistas. Os testes demonstraram que a imposição de positividade é o principal mecanismo estabilizador da inversão, produzindo soluções geologicamente mais coerentes, embora ao custo de um ajuste numérico ligeiramente inferior.Na aplicação a dados reais, a metodologia foi empregada no Sistema de Falhas Transformantes de São Paulo (SFTSP), utilizando dados das campanhas NCEI (1966 a 1983) e COLMEIA (2013). A análise conjunta dos dois conjuntos de dados revelou limitações associadas a não homogeneidade espacial dos levantamentos NCEI, com desvio padrão dos resíduos de 2,51 nT. Ao restringir a inversão exclusivamente aos dados COLMEIA, o desvio padrão caiu para 0,02 nT. A inversão dos dados COLMEIA permitiu identificar zonas de suscetibilidade magnética elevada nos segmentos intra-transformantes, interpretadas como possíveis regiões de ocorrência de basalto,gabro,milonito e peridotito com

boa correlação com os dados de dragagem e as interpretações litológicas de trabalhos anteriores.Os resultados obtidos contribuem para o entendimento da estrutura crustal e do manto superior na região equatorial do Atlântico, com destaque para a caracterização geofísica de zonas de serpentinização associadas a falhas transformantes e a mecanismos distintos de exumação mantélica (transpressão e falhas de descolamento).

Abstract of the Dissertation presented to the National Observatory's Graduate Program in Geophysics as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master in Geophysics.

INTERPRETATION OF MAGNETIC DATA ON OCEANIC CRUST AT LOW LATITUDES

Raimundo Oscar de Sousa Junior

June/2026

This study implemented and validated a space-domain inversion methodology for estimating the distribution of apparent magnetic susceptibility in oceanic crust, specifically designed for interpreting magnetic data in low-latitude regions where conventional Fourier-domain techniques, such as reduction to the pole, suffer from numerical instabilities. The interpretive model consists of a layer of horizontally juxtaposed rectangular prisms with purely induced magnetization and isotropic susceptibility. The inverse problem formulation combines first-order Tikhonov regularization with a positivity constraint, with the purpose of imposing physically plausible bounds on the estimated solutions.The methodology was tested on eight synthetic scenarios organized into three progressive groups that assessed: (i) the stabilizing role of the positivity constraint; (ii) the effect of irregular observation distributions on inversion quality; (iii) the influence of secular variations in the main geomagnetic field (IGRF) when combining surveys from different epochs; and (iv) performance under models with realistic geometry and variable crustal thickness. The tests demonstrated that positivity enforcement is the primary stabilizing mechanism of the inversion, producing geologically more coherent solutions at the cost of a slightly higher data misfit.For the real-data application, the methodology was applied to the São Paulo Transform Fault System (SPTFS) using magnetic data from the NCEI surveys (1966 to 1983) and the COLMEIA expedition (2013). Joint inversion of both datasets revealed limitations arising from the spatial heterogeneity of the NCEI surveys, with a residual standard deviation of 2.51 nT. Restricting the inversion to COLMEIA data alone reduced the standard deviation to 0.02 nT. The COLMEIA-only inversion identified zones of elevated magnetic susceptibility within the intra-transform segments, interpreted as possible occurrences of basalt, gabbro, mylonite, and peridotite, showing good correlation with dredge samples and litholog-

ical interpretations from previous studies.The results contribute to the understanding of crustal and upper mantle structure in the equatorial Atlantic, with particular emphasis on the geophysical characterization of serpentinization zones associated with transform faults and distinct mantle exhumation mechanisms (transpression and detachment faulting).

Sumário

1 Introdução **1**

2 Descrição dos dados NCEI e COLMEIA **3**

3 As propriedades magnéticas das rochas **4**

3.1 Propriedades magnéticas e o problema inverso 7

4 Metodologia **8**

4.1 Sistemas de coordenadas 8

4.1.1 Sistema Geocêntrico de Coordenadas Cartesianas (SGCC) . . 9

4.1.2 Sistema Geocêntrico de Coordenadas Geodésicas (SGCG) . . . 9

4.1.3 Sistema Geocêntrico de Coordenadas Esféricas (SGCE) 10

4.1.4 Sistema Topocêntrico de Coordenadas Cartesianas (STCC) . . 11

4.2 Problema direto 14

4.3 Problema inverso 17

5 Resultados **19**

5.1 Pré-processamento dos dados 19

5.1.1 Transformação de coordenadas da área de estudo 19

5.1.2 Transformação das componentes do IGRF 20

5.2 Validação com testes sintéticos 21

5.3 Grupo I - Influência da cobertura regular de dados 22

5.4 Grupo II - Influência da cobertura irregular de dados 29

5.4.1 Distribuição de dados - COLMEIA 29

5.4.2 Distribuição de dados - NCEI + COLMEIA 38

5.5 Grupo III - Influência de um cenário mais complexo 48

5.6 Síntese sobre os resultados dos testes sintéticos 53

5.7 Aplicação a dados reais 54

5.7.1 Arquipélago de São Pedro e São Paulo - ASPSP 55

5.7.2 Sistema de falhas transformantes de São Paulo - SFTSP . . . 56

5.7.3 Resultados com os dados NCEI e COLMEIA - com positividade 58

5.7.4 Resultados com os dados COLMEIA - com positividade 61

5.7.5 Interpretação Geofísica/Geológica 63

6 Conclusão **66**

Referências Bibliográficas **68**

A: Tabelas com algumas informações dos dados NCEI **74**

B: Figuras do dados de IGRF utilizados **76**

B.1 Componentes do IGRF utilizado nos testes I, II, e III 76

B.2 Componentes do IGRF utilizado nos testes IV e V 77

B.3 Componentes do IGRF utilizado nos testes VI e VII 78

C: TFA dos testes VIII-A e VIII-B **81**

C.1 Teste VIII-A 81

C.1.1 Com positividade 81

C.1.2 Sem positividade 84

C.2 Teste VIII-B 87

Lista de Figuras

2.1 Localização das linhas de levantamentos do banco de dados NCEI e COLMEIA, a estrela preta indica o ASPSP. 3

4.1 Diagrama das transformações de um Sistema de Coordenadas Geocêntrico para Topocêntrico. 8

4.2 Representação de um ponto P nos sistemas de coordenadas SGCC, SGCG, SGCE e STCC. a) SGCC com eixo Z coincidente com o eixo médio de rotação da Terra, origem no centro de massa CM da Terra. P' representa a projeção de P no equador, λ a sua longitude e ω a velocidade de rotação da Terra. b) Altitude geométrica h, latitude geodésica φ, latitude geocêntrica θ e distância radial r do ponto P. c) Vetores unitários $\hat{\mathbf{h}}(\varphi, \lambda)$ (Eq. 4.1), $\hat{\boldsymbol{\varphi}}(\varphi, \lambda)$ (Eq. 4.2) e $\hat{\boldsymbol{\lambda}}(\lambda)$ (Eq. 4.3) no ponto P. d) Vetores unitários $\hat{\mathbf{r}}(\theta, \lambda)$ (Eq. 4.7), $\hat{\boldsymbol{\theta}}(\theta, \lambda)$ (Eq. 4.8) e $\hat{\boldsymbol{\lambda}}(\lambda)$ (Eq. 4.3) no ponto P. e) STCC com origem $O = (h_0, \varphi_0, \lambda_0)$ e eixos definidos pelos vetores unitários $\hat{\mathbf{x}}$, $\hat{\mathbf{y}}$ e $\hat{\mathbf{z}}$ (Eq. 4.14). 13

4.3 Representação de um conjunto de $L = 3$ levantamentos magnéticos (linhas pontilhadas em verde, azul e vermelho) sobre a área de estudo. A anomalia de campo total $d_i^{(k)}$, $i = 1, \ldots, N^{(k)}$, $k = 1, 2, 3$, está localizada na posição $(x_i^{(k)}, y_i^{(k)}, z_i^{(k)})$ do STCC com origem no ponto O e eixos definidos pelos vetores unitários $\hat{\mathbf{x}}$, $\hat{\mathbf{y}}$ e $\hat{\mathbf{z}}$ (Eq. 4.14). 14

4.4 Representação 2D do modelo interpretativo formado por prismas retangulares para aproximar a anomalia de campo total produzida pelas fontes magnéticas na crosta oceânica (representadas pelos polígonos preenchidos com linhas laranja). O j-ésimo prisma possui volume v_j, centro no ponto (xc_j, yc_j, zc_j) e lados Δx_j, Δy_j e Δz_j. Fonte: elaborado pelo autor (2023). 15

5.1 Batimetria da área de estudo em um SGCG. As linhas sólidas pretas indicam a Zona de falha transformante de São Paulo, o retângulo tracejado branco indica a área de estudo do trabalho de MAIA *et al.* (2016) com os dados COLMEIA, a estrela preta indica o ASPSP e o ponto magenta é o ponto de referência da origem $(h_0 = 0m, \varphi_0 = 0.75^o, \lambda_0 = -28.25^o)$. . . . 19

5.2 Batimetria da área de estudo em um STCC. As linhas sólidas pretas indicam a Zona de falha transformante de São Paulo, o retângulo tracejado branco indica a área de estudo do trabalho de MAIA *et al.* (2016) com os dados COLMEIA, a estrela preta indica o ASPSP e o ponto magenta é o ponto de referência da origem. 20

5.3 Modelo A: P1 e P2 são regiões no *grid* de prismas com suscetibilidade magnética de 0.2 e 0.04 respectivamente, e para o restante do *grid* dos prismas a suscetibilidade é 0. A anomalia de campo total simulada foi calculada nos pontos de observações indicadas pelos pontos azuis. 23

5.4 **Testes sintéticos I a III com os dados de Anomalia de campo total (TFA) sem positividade** - (a) Anomalia de campo total simulada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b), Histograma dos resíduos. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividindo o resultados pelo respectivo desvio padrão. 25

5.5 **Testes sintéticos I a III com os dados de Anomalia de campo total (TFA) com positividade** - (a) Anomalia de campo total simulada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b); Histograma dos resíduos. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividindo o resultados pelo respectivo desvio padrão. 26

5.6 **Testes sintéticos I a III com os dados de distribuição de suscetibilidade magnética sem positividade** - (a) suscetibilidade magnética simulada; (b) suscetibilidade magnética estimada com positividade; (c) Resíduos entre (a) e (b); Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo 27

5.7 **Testes sintéticos I a III com os dados de distribuição de suscetibilidade magnética com positividade** - (a) suscetibilidade magnética simulada; (b) suscetibilidade magnética estimada com positividade; (c) Resíduos entre (a) e (b); Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo 28

5.8 Modelo B: Modelo B: P1, P2, P3 são regiões no *grid* de prismas com suscetibilidade magnética de 0.04, 0.1, 0.2 respectivamente. Fora das fontes a susceptibilidade tem valor zero (prismas em verde). A anomalia de campo total simulada foi calculada nos pontos de observações indicadas pelos pontos azuis. 30

5.9 Modelo C: P1, P2, P3 são regiões no *grid* de prismas com suscetibilidade magnética de 0.04, 0.1, 0.2 respectivamente. Fora das fontes a susceptibilidade tem valor zero (prismas em verde). A anomalia de campo total simulada foi calculada nos pontos de observações indicadas pelos pontos azuis. 31

5.10 **Teste sintético IV com os dados de Anomalia de campo total (TFA) sem e com positividade** - (a) Anomalia de campo total simulada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b), Histograma dos resíduos. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividido o resultado pelo respectivo desvio padrão. 34

5.11 **Teste sintético V com os dados de Anomalia de campo total (TFA) sem e com positividade** - (a) Anomalia de campo total simulada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b), Histograma dos resíduos. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividido o resultado pelo respectivo desvio padrão. 35

5.12 **Teste sintético IV com os dados de distribuição de suscetibilidade magnética com e sem positividade** - (a) suscetibilidade magnética simulada; (b) suscetibilidade magnética estimada com positividade; (c) Resíduos entre (a) e (b); Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo. 36

5.13 **Teste sintético V com os dados de distribuição de suscetibilidade magnética com e sem positividade** - (a) suscetibilidade magnética simulada; (b) suscetibilidade magnética estimada com positividade; (c) Resíduos entre (a) e (b); Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo. 37

5.14 Modelo D : P1, P2, P3 são regiões no *grid* de prismas com suscetibilidade magnética de 0.04, 0.1, 0.2 respectivamente. Fora das fontes tem valor zero (prismas em verde). A anomalia de campo total simulada foi calculada nos pontos de observações indicadas pelos pontos azuis. 39

5.15 Modelo E : P1, P2, P3 são regiões no *grid* de prismas com suscetibilidade magnética de 0.04, 0.1, 0.2 respectivamente. Fora das fontes tem valor zero (prismas em verde). A anomalia de campo total simulada foi calculada nos pontos de observações indicadas pelos pontos azuis. 40

5.16 **Teste sintético VI com os dados de Anomalia de campo total (TFA) com positividade** - (a) Anomalia de campo total simulada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b), Histograma dos resíduos. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividindo o resultado pelo respectivo desvio padrão. 42

5.17 **Teste sintético VI com os dados de Anomalia de campo total (TFA) sem positividade** - (a) Anomalia de campo total simulada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b), Histograma dos resíduos. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividindo o resultado pelo respectivo desvio padrão. 43

5.18 **Teste sintético VI com os dados de distribuição de suscetibilidade magnética com e sem positividade** - (a) suscetibilidade magnética simulada; (b) suscetibilidade magnética estimada com positividade; (c) Resíduos entre (a) e (b); Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo. 44

5.19 **Teste sintético VII com os dados de Anomalia de campo total (TFA) com positividade** - (a) Anomalia de campo total simulada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b), Histograma dos resíduos. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividindo o resultado pelo respectivo desvio padrão. 45

5.20 **Teste sintéticos VII com os dado de Anomalia de campo total (TFA) sem positividade** - (a) Anomalia de campo total simulada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b), Histograma dos resíduos. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividindo o resultado pelo respectivo desvio padrão. 46

5.21 **Teste sintético VII com os dados de distribuição de suscetibilidade magnética com e sem positividade** - (a) suscetibilidade magnética simulada; (b) suscetibilidade magnética estimada com positividade; (c) Resíduos entre (a) e (b); Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo. 47

5.22 a) Distribuição dos pontos de observação em relação fontes magnéticas; b) Fontes magnéticas com suas respectivas suscetibilidades magnéticas: P1 = 0.015, P2 = 0.09, P3 = 0.022, P4 = 0.021, P5 = 0.023, P6 = 0.015, P7 = 0.015; c) Figura b invertida para ilustrar as configurações das bases distintas de: P1 = 4500 m, P2= 8500 m, P3=8500 m, P4 = 5500 m, P5 = 4500 m, P6 = 1500 m e P7 = 4500 m. 49

5.23 **Teste sintético VIII-A com os dados de distribuição de suscetibilidade magnética com e sem positividade** - (a) suscetibilidade magnética simulada; (b) suscetibilidade magnética estimada com positividade; (c) Resíduos entre (a) e (b); Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo. 51

5.24 **Teste sintético VIII-B com os dados de distribuição de suscetibilidade magnética com e sem positividade** - (a) suscetibilidade magnética simulada; (b) suscetibilidade magnética estimada com positividade; (c) Resíduos entre (a) e (b); Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo. 52

5.25 Batimetria da área de estudo. a) Indicação das 4 Falhas Transformantes (FT-A, FT-B, FT-C, FT-D) limitadas pela DMA norte e DMA sul; b) Indicação com os 3 Segmentos Intra-Transformante (SITN, SITC, SITS). A estrela preta marca a localização do ASPSP. Fonte: Modificado de MAIA *et al.* (2014, 2016); VINCENT *et al.* (2023). . . 55

5.26 Mapa geológico da área emersa do arquipélago de São Pedro e São Paulo. Fonte: CAMPOS *et al.* (2005). 56

5.27 Croqui do perfil geológico interpretativo dos flancos Norte e Sul da cadeia transversal do Arquipélago de São Pedro e São Paulo, separados por uma falha transformante ativa de direção EW. Fonte: CAMPOS *et al.* (2005). 57

5.28 Sistema de falha transformante de São Paulo. Fonte: SICHEL *et al.* (2009). 58

5.29 A esquerda - Histograma dos resíduos ; A direita - Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo, μ = 1e -5, em vermelho. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividindo o resultado pelo respectivo desvio padrão. 59

5.30 **Anomalia de campo total (TFA) com positividade** - (a) Anomalia de campo total observada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b); **Distribuição de suscetibilidade magnética aparente estimada** 60

5.31 A esquerda - Histograma dos resíduos ; A direita - Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo, μ = 1e -2, em vermelho. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividindo o resultado pelo respectivo desvio padrão. 61

5.32 **Anomalia de campo total (TFA) com positividade** - (a) Anomalia de campo total observada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b); **Distribuição de suscetibilidade magnética aparente estimada** 62

5.33 Compilação de dados geofísicos e litológicos do Sistema de Falhas Transformantes de São Paulo (SFTSP). **(I)** Mapa regional de suscetibilidade magnética aparente estimada no SFTSP, destacando os segmentos intra-transformantes norte, central e sul (SITRN, SITRC e SITRS) e suas interseções com a Dorsal Meso-Atlântica (DMA-Norte e DMA-Sul). Os triângulos e círculos indicam, respectivamente, os locais de dragagem de Maia et al. (2016) e Vincent et al. (2023), com as cores representando as litologias recuperadas: basalto (vermelho), gabro (amarelo), peridotito (verde escuro), milonito (azul) e serpentinito (ciano). **(II)** Mapa batimétrico da região central do SFTSP, com a distribuição espacial das estações de dragagem de Maia et al. (2016). Os gráficos de pizza indicam a composição litológica. **(III)** Mapa estrutural e litológico detalhado do segmento SITRS (equivalente ao ITRS 3 de Vincent et al., 2023), com a distribuição das estações de dragagem. O × indica a localização do ASPSP. 65

B.1 **IRGF - (a) Inclinação magnética (graus) ; (b) Declinação magnética (graus) ; (c) Intensidade (nT)** 76

B.2 IGRF calculado no STCC: (a) Inclinação magnética (graus) ; (b) Declinação magnética (graus) ; (c) Intensidade (nT). 77

B.3 Inclinação magnética em graus, calculado no STCC, referente aos anos dos levantamentos dos dados NCEI e COLMEIA (pontos pretos): 73002911 (ano 1973), 73003121 (ano 1973), COLMEIA (ano 2013), DI142 (ano 1983), HU69050M (ano 1969), RC1311 (ano 1970), V2202 (ano 1966), V3003 (ano 1973), V3004 (ano 1973). 78

B.4 Declinação magnética em graus, calculado no STCC, referente aos anos dos levantamentos dos dados NCEI e COLMEIA (pontos pretos): 73002911 (ano 1973), 73003121 (ano 1973), COLMEIA (ano 2013), DI142 (ano 1983), HU69050M (ano 1969), RC1311 (ano 1970), V2202 (ano 1966), V3003 (ano 1973), V3004 (ano 1973). 79

B.5 Intensidade magnética em nT, calculado no STCC, referente aos anos dos levantamentos dos dados NCEI e COLMEIA (pontos pretos): 73002911 (ano 1973), 73003121 (ano 1973), COLMEIA (ano 2013), DI142 (ano 1983), HU69050M (ano 1969), RC1311 (ano 1970), V2202 (ano 1966), V3003 (ano 1973), V3004 (ano 1973). 80
C.1 Anomalia de campo total observada (nT). As linhas em destaque, representa as coordenadas dos levantamentos COLMEIA e NCEI. 81
C.2 Anomalia de campo total predita (nT). As linhas em destaque, representa as coordenadas dos levantamentos COLMEIA e NCEI. 82
C.3 Resíduos entre os dados de anomalia de campo total (nT) observada e predita. As linhas em destaque, representa as coordenadas dos levantamentos COLMEIA e NCEI. 83
C.4 Histograma dos resíduos. 83
C.5 Anomalia de campo total observada (nT). As linhas em destaque, representa as coordenadas dos levantamentos COLMEIA e NCEI. 84
C.6 Anomalia de campo total predita (nT). As linhas em destaque, representa as coordenadas dos levantamentos COLMEIA e NCEI. 85
C.7 Resíduos entre os dados de anomalia de campo total (nT) observada e predita. As linhas em destaque, representa as coordenadas dos levantamentos COLMEIA e NCEI. 86
C.8 Histograma dos resíduos. 86
C.9 (a) Anomalia de campo total observada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos entre (a) e (b). 87
C.10 Histograma dos resíduos. 87

Lista de Tabelas

5.1 Resumo dos testes sintéticos 21
5.2 Valores de suscetibilidade magnética para os prismas P1, P2, P3, P4, P5, P6 e P7. 48

A.1 Descrição do levantamento V3003 74
A.2 Descrição do levantamento V3004 74
A.3 Descrição do levantamento V2202 74
A.4 Descrição do levantamento RC1311 75
A.5 Descrição do levantamento HU69050M 75
A.6 Descrição do levantamento DI142 75
A.7 Descrição do levantamento 73003121 75
A.8 Descrição do levantamento 73002911 75

Capítulo 1

Introdução

A estimativa das propriedades magnéticas da crosta oceânica a partir de anomalias de campo total apoia-se em abordagens de inversão e modelagem direta. Em razão da não-unicidade intrínseca dos problemas inversos magnéticos, soluções fisicamente significativas requerem vínculos sobre a geometria das fontes, hipóteses sobre a direção de magnetização e estratégias computacionais adequadas. Em regiões de baixa latitude, como o SFTSP, essas exigências tornam-se ainda mais restritivas: a baixa inclinação do campo geomagnético principal amplifica a ambiguidade das soluções e inviabiliza o uso de técnicas clássicas no domínio de Fourier, como a redução ao polo, que sofre de instabilidades numéricas nessas condições (SILVA, 1986; MENDONÇA e SILVA, 1992).

Os primeiros métodos de inversão linear, como o de BOTT (1967) , modelaram as anomalias por blocos 2D com variação lateral e direção de magnetização prescrita. PARKER e HUESTIS (1974) propuseram uma inversão 2D no domínio de Fourier para uma camada de espessura constante, posteriormente estendida para 3D por MACDONALD *et al.* (1980). Embora amplamente utilizadas, essas abordagens no domínio de Fourier exigem dados sobre uma superfície plana, o que impõe a necessidade de continuação para cima das medições de mar profundo, frequentemente às custas de resolução e introdução de suavização adicional, sobretudo em áreas de topografia pronunciada. A inversão direta no domínio do espaço de HUSSENOEDER *et al.* (1995) contorna essa exigência e resolve melhor feições de pequena escala, mas ainda se apoia em uma camada magnetizada de direção e espessura constantes. De modo mais geral, métodos como o de HONSHO *et al.* (2012), baseado no critério de informação bayesiano de Akaike (ABIC), e o de MAHER *et al.* (2020), baseado em mínimos quadrados penalizados, oferecem estimativas sem requerer redução dos dados a uma superfície plana, porém continuam dependendo de alguma hipótese sobre a direção de magnetização das fontes.

Os Modelos de Fontes Equivalentes (DAMPNEY, 1969; DYMENT *et al.*, 2015; EMILIA, 1973; OLIVEIRA JR. *et al.*, 2023; VON FRESE *et al.*, 1981; WHALER

e LANGEL, 1996) representam uma classe de métodos flexível e amplamente utilizada para a interpretação de dados magnéticos e gravimétricos. Eles aproximam as fontes crustais por meio de dipolos virtuais ou tesseroides abaixo da superfície de observação. Os tesseroides são particularmente úteis em estudos de escala regional a global, mas requerem integração numérica computacionalmente intensiva para cálculos precisos em campo próximo (ASGHARZADEH *et al.*, 2008; BAYKIEV *et al.*, 2016; DU *et al.*, 2015) , pois não existem expressões de forma fechada para o cálculo do seu campo magnético.

Um aspecto comum a praticamente todos os métodos citados é a necessidade de se pressupor uma direção de magnetização para as fontes, seja constante (HONSHO *et al.*, 2012; HUSSENOEDER *et al.*, 1995; MACDONALD *et al.*, 1980; PARKER e HUESTIS, 1974), alinhada ao campo atual (BAYKIEV *et al.*, 2016; WHALER e LANGEL, 1996), derivada de direções de paleocampo (DYMENT *et al.*, 2015) ou estimada a partir de rotações tectônicas (MAHER *et al.*, 2020). Uma hipótese incorreta sobre essa direção pode enviesar fortemente ou invalidar a interpretação (GONZALEZ *et al.*, 2022). No contexto do SFTSP, situado próximo ao equador magnético, esse problema se agrava: além da instabilidade numérica da redução ao polo no domínio de Fourier em baixas latitudes (MENDONÇA e SILVA, 1994; SILVA, 1986), as fontes na região incluem uma mistura de litologias com histórias de magnetização distintas, como basaltos, gabros e peridotitos serpentinizados, tornando qualquer hipótese sobre uma direção uniforme de magnetização particularmente questionável.

A metodologia proposta opera no domínio do espaço, eliminando a necessidade de continuação para cima e contornando as instabilidades numéricas da redução ao polo em baixas latitudes. O modelo interpretativo consiste em uma camada de M prismas retangulares justapostos horizontalmente, com suscetibilidade magnética isotrópica p_j como única incógnita e magnetização puramente induzida cuja direção é determinada pelo IGRF na época de cada levantamento. Essa formulação permite incorporar dados coletados em diferentes anos de forma consistente, sem hipóteses adicionais sobre a direção de magnetização. O vetor de parâmetros ótimo p^* é estimado minimizando uma função objetivo que combina a regularização de Tikhonov de ordem zero com o vínculo de não-negatividade $p_j \geq 0$, implementado pelo algoritmo NNLS (LAWSON e HANSON, 1974), sendo o parâmetro de regularização μ determinado pelo método da curva L. O vínculo de positividade atua simultaneamente como restrição física, garantindo suscetibilidades positivas compatíveis com rochas oceânicas, e como principal mecanismo estabilizador da inversão.

Capítulo 2

Descrição dos dados NCEI e COLMEIA

Os dados magnéticos utilizados neste trabalho, foram coletados do banco de dados da *Marine Trackline Geophysical* , vinculado a *National Centers for Environmental Information* **(NCEI)**.

As fontes de dados incluem instituições oceanográficas dos EUA e de outros países, universidades e agências governamentais com cobertura mundial de dados. Dispomos de 8 levantamentos (Fig.2.1) feitos em diferentes anos, para a elaboração deste trabalho: **73002911 (ano 1973), 73003121 (ano 1973), DI142 (ano 1983), HU69050M (ano 1969), RC1311 (ano 1970), V2202 (ano 1966), V3003 (ano 1973), V3004 (ano 1973)**. Informações adicionais sobre esses levantamentos podem ser encontradas no apêndice A.

Além dos dados NCEI, utilizamos os dados da expedição **COLMEIA** (Fig.2.1) (MAIA *et al.*, 2014), que foi realizada entre os dias 23 de Janeiro a 28 de Fevereiro de 2013 a bordo do navio de pesquisa *L'Atalante*, na área da Zona de Fratura de São Paulo. Nesta expedição foram coletados dados de batimetria, dados magnéticos, gravimétricos e sísmicos

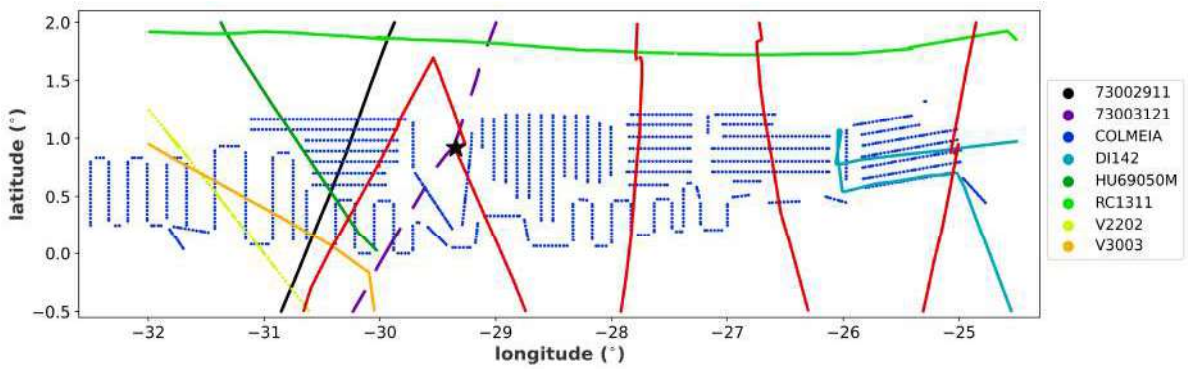


Figura 2.1: Localização das linhas de levantamentos do banco de dados NCEI e COLMEIA, a estrela preta indica o ASPSP.

Capítulo 3

As propriedades magnéticas das rochas

O comportamento magnético das rochas constitui o fundamento físico fundamental sobre o qual se determina a interpretação de dados magnéticos em geofísica aplicada, e seu entendimento exige reconhecer que a resposta magnética de um corpo geológico não é uma propriedade homogênea da matéria, mas o produto coletivo de um pequeno conjunto de minerais portadores de magnetismo dispersos na matriz rochosa. As anomalias magnéticas são causadas por esses minerais, principalmente magnetita e pirrotita, e é notável que os minerais magneticamente importantes sejam surpreendentemente poucos em número (TELFORD *et al.*, 1990). Submetidos a um campo externo, os materiais adquirem uma componente de magnetização, e é a susceptibilidade magnética que sintetiza a aptidão de uma rocha em se magnetizar sob a ação de um campo indutor, desempenhando na magnetometria papel análogo ao da densidade na interpretação gravimétrica (ROY, 2008; TELFORD *et al.*, 1990).

No regime de campos fracos, comparáveis em magnitude ao campo geomagnético, a magnetização induzida $\mathbf{M}_i$ relaciona-se ao campo indutor $\mathbf{H}$ pela expressão $\mathbf{M}_i = \chi\,\mathbf{H}$, em que χ é a susceptibilidade magnética, grandeza adimensional tanto no Sistema Internacional quanto no sistema eletromagnético, ainda que seus valores difiram por um fator de 4π entre os dois sistemas (BLAKELY, 1996). Quando χ é tratada como escalar, a rocha é magneticamente isotrópica e a magnetização induzida resulta paralela ao campo indutor, de modo que sua direção fica determinada pela inclinação I e pela declinação D do campo geomagnético local. Essa relação, contudo, é uma simplificação, pois χ pode variar com a intensidade do campo, assumir valores negativos e, em certos materiais, ser representada mais adequadamente como um tensor (BLAKELY, 1996).

A magnetização total de uma rocha é a soma vetorial das componentes induzida e remanente, $\mathbf{M} = \mathbf{M}_i + \mathbf{M}_r$, e a importância relativa entre ambas é quantificada pela razão de Koenigsberger $Q = |\mathbf{M}_r|/|\mathbf{M}_i|$ (BLAKELY, 1996). A direção de

magnetização, vetor unitário $\hat{\mathbf{m}}$ que orienta $\mathbf{M}$ no espaço, coincide com a direção do campo atual apenas quando a magnetização é predominantemente induzida, ou seja, quando $Q \ll 1$. Quando a remanência domina, $\hat{\mathbf{m}}$ aponta para a direção de um campo paleomagnético antigo, e o ângulo entre $\hat{\mathbf{m}}$ e o campo atual pode ser arbitrariamente grande em virtude do movimento das placas litosféricas e das inversões de polaridade do campo (DUNLOP e ÖZDEMIR, 1997). É essa circunstância que torna a hipótese sobre a direção de magnetização o elemento mais sensível de qualquer interpretação, pois a anomalia observada depende não apenas da magnitude de $\mathbf{M}$, mas também da orientação de $\hat{\mathbf{m}}$ relativamente à geometria de observação.

Os materiais geológicos classificam-se, segundo seu comportamento na presença de um campo externo, em diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos, sendo o grupo ferromagnético em sentido lato aquele que apresenta as propriedades mais intensas e que governa a resposta magnética observada em levantamentos (BLAKELY, 1996; DENTITH e MUDGE, 2014; ROY, 2008; TELFORD *et al.*, 1990).

- **Diamagnetismo**: Propriedade inerente a toda a matéria, manifesta-se quando um campo aplicado perturba o movimento orbital dos elétrons de modo a induzir uma magnetização de sentido oposto ao do campo. Os minerais diamagnéticos possuem susceptibilidade negativa muito fraca, da ordem de 10^{-5} no Sistema Internacional, e são incapazes de reter magnetização remanente, condição que prevalece em fases puras como quartzo, calcita, grafita.

- **Paramagnetismo**: Caracteriza os minerais cujos átomos possuem momento magnético não nulo na ausência de campo, exibindo susceptibilidade positiva fraca, em torno de 10^{-3} no Sistema Internacional, igualmente sem reter remanência. O paramagnetismo está associado à presença de ferro e, em menor grau, de manganês, com a susceptibilidade correlacionada ao teor total de ferro em minerais como olivina, piroxênio, anfibólio, granada e mica.

- **Ferromagnetismo, antiferromagnetismo e ferrimagnetismo**: Em certos materiais, os momentos atômicos vizinhos interagem fortemente por meio de um efeito quântico denominado energia de troca, que produz uma magnetização espontânea da ordem de um milhão de vezes superior aos efeitos diamagnéticos e paramagnéticos, organizada em regiões denominadas domínios e anulada acima da temperatura de Curie. Conforme o arranjo dos momentos, distinguem-se três casos. No **ferromagnetismo** propriamente dito os momentos alinham-se paralelamente. No **antiferromagnetismo** alinham-se antiparalelamente e se cancelam, resultando em susceptibilidades baixas, semelhantes às dos materiais paramagnéticos, como ocorre na hematita. No **ferrimagnetismo** os momentos antiparalelos não se cancelam por completo e

geram uma magnetização líquida, condição que caracteriza praticamente todos os minerais magneticamente importantes, com destaque para a magnetita, a titanomagnetita, a maghemita e a pirrotita monoclínica. Cabe observar que, embora a magnetização espontânea seja intensa na escala do grão individual, a magnetização líquida pode ser desprezível na escala do afloramento quando os grãos se encontram aleatoriamente orientados.

A magnetização total de uma rocha resulta da superposição de uma componente induzida, dependente do campo atual, e de uma componente remanente, registro de campos pretéritos. A distinção entre elas é central, pois cada uma carrega informação física e interpretativa distinta.

A **magnetização induzida**, adquirida sob a ação de um campo aplicado e paralela a ele, desaparece quando a rocha é levada a um ambiente livre de campo. Corresponde diretamente ao termo $\chi\mathbf{H}$ e tem, no campo geomagnético atual, a direção de referência para a maioria das interpretações (BLAKELY, 1996).

A **Magnetização remanente** , que está na capacidade dos materiais ferrimagnéticos de reter magnetização mesmo na ausência de campos externos, dependendo não apenas da composição atômica, cristalográfica e química da rocha, mas também de sua história geológica, tectônica e térmica (BLAKELY, 1996). Essa magnetização remanente natural contribui para a magnetização total tanto em amplitude quanto em direção, e pode ser adquirida por diferentes mecanismos, descritos a seguir (TELFORD *et al.*, 1990).

- **Termorremanente (TRM)**. Adquirida quando o material é resfriado abaixo do ponto de Curie na presença de um campo externo, geralmente o terrestre, com direção fixada pelas condições do momento e do local de resfriamento. É particularmente estável e constitui o principal mecanismo de remanência das rochas ígneas.

- **Detrítica (DRM)**. Estabelecida durante a deposição lenta de partículas finas na presença de um campo externo, sendo característica de argilas variadas.

- **Química (CRM)**. Originada quando os grãos magnéticos crescem ou se transformam de uma forma em outra por ação química a temperaturas inferiores ao ponto de Curie, processo relevante em rochas sedimentares e metamórficas.

- **Isotérmica (IRM)**. Resíduo deixado após a remoção de um campo externo intenso e localizado, como o produzido por descargas atmosféricas em áreas restritas.

- **Viscosa (VRM)**. Produzida pela exposição prolongada a um campo externo segundo uma função logarítmica do tempo, mais característica de rochas de granulação fina e também bastante estável.

Em termos litológicos, as rochas sedimentares apresentam, em média, as susceptibilidades mais baixas e as rochas ígneas básicas as mais altas, dependendo a susceptibilidade, em todos os casos, apenas da quantidade de minerais ferrimagnéticos presentes, observando-se ainda que as rochas extrusivas tendem a exibir magnetização remanente mais elevada e susceptibilidade menor do que as intrusivas de mesma composição química (BLAKELY, 1996; DENTITH e MUDGE, 2014; ROY, 2008; TELFORD *et al.*, 1990).

3.1 Propriedades magnéticas e o problema inverso

É nesse ponto de articulação entre a teoria das propriedades magnéticas e os limites de sua aplicação que se situa o problema investigado nesta dissertação. A metodologia de inversão adota um modelo interpretativo composto por uma camada de prismas retangulares justapostos horizontalmente, com susceptibilidade magnética isotrópica como única incógnita e magnetização puramente induzida, cuja direção é determinada pelo campo de referência geomagnético internacional na época de cada levantamento. Essa escolha decorre das dificuldades impostas pela magnetização remanente, pois praticamente todos os métodos existentes precisam pressupor uma direção de magnetização para as fontes, seja constante (HOFMANN-WELLENHOF e MORITZ, 2005; HUSSENOEDER *et al.*, 1995; PARKER e HUESTIS, 1974), seja alinhada ao campo atual, derivada de paleocampo ou estimada a partir de rotações tectônicas (DYMENT *et al.*, 2015; MAHER *et al.*, 2020), e uma hipótese incorreta sobre essa direção pode enviesar fortemente ou invalidar a interpretação (GONZALEZ *et al.*, 2022).

No Sistema de Falhas Transformantes de São Paulo, situado próximo ao equador magnético, o problema se agrava, porque à instabilidade numérica da redução ao polo no domínio de Fourier em baixas latitudes (MENDONÇA e SILVA, 1994; SILVA, 1986) soma-se a coexistência de litologias com histórias de magnetização distintas, como basaltos, gabros e peridotitos serpentinizados, o que torna questionável qualquer hipótese de direção uniforme de magnetização.

A adoção da magnetização puramente induzida justifica-se pelo fato de que, na área de estudo, os processos estruturais, geológicos, físicos e químicos que controlam a magnetização vêm ocorrendo em idades recentes, condição em que a remanência tende a ser atenuada ou mesmo mitigada.

Capítulo 4

Metodologia

4.1 Sistemas de coordenadas

Neste estudo, a interpretação dos dados magnéticos será realizada em um **Sistema Topocêntrico de Coordenadas Cartesianas**, no qual o ponto de origem é denominado O, o eixo x aponta para o norte, o eixo y aponta para leste e o eixo z tem uma orientação positiva para baixo. No entanto, os dados magnéticos estão originalmente definidos em um **Sistema Geocêntrico de Coordenadas Geodésicas**, enquanto o campo geomagnético principal é expresso em um **Sistema Geocêntrico de Coordenadas Esféricas**. Adicionalmente, a definição desses dois sistemas é estabelecida em termos do Sistema Geocêntrico de Coordenadas Cartesianas. Portanto, foi realizada uma rotina de transformações de coordenadas do Sistema Geocêntrico para o Topocêntrico. Um resumo dessas transformações é apresentado no diagrama da Figura 4.1.

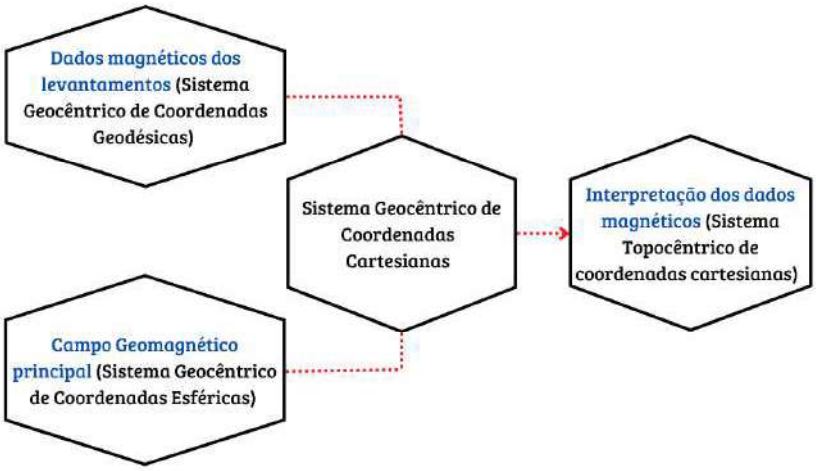


Figura 4.1: Diagrama das transformações de um Sistema de Coordenadas Geocêntrico para Topocêntrico.

4.1.1 Sistema Geocêntrico de Coordenadas Cartesianas (SGCC)

Este sistema de coordenadas rotaciona junto à Terra com a mesma velocidade angular ω, possui a origem no centro de massa CM da Terra, eixo Z coincidente com o eixo médio de rotação, eixo X contido no meridiano de Greenwich e eixo Y definido de tal forma que o sistema satisfaça a regra da mão direita (Fig. 4.2a).

Na literatura internacional, este sistema é conhecido por diferentes nomes, tais como *Mean Terrestrial System* (e.g., SOLER, 1976), *Earth-fixed geocentric Cartesian system* (e.g., TORGE e MÜLLER, 2012) e *Earth-centered Earth-fixed system* (e.g., BOUMAN *et al.*, 2013). Aqui, optamos pelo nome *Sistema Geocêntrico de Coordenadas Cartesianas* (SGCC). Neste sistema, a posição de um ponto é definida pelas coordenadas Cartesianas (X, Y, Z).

4.1.2 Sistema Geocêntrico de Coordenadas Geodésicas (SGCG)

Este sistema é definido por um elipsoide de referência oblato, com semi eixo maior a localizado no equador e semi eixo menor b coincidente com o eixo médio de rotação da Terra (Figs 4.2a e 4.2b). Este sistema de coordenada é amplamente utilizado em geofísica (e.g., BOUMAN *et al.*, 2013; HEISKANEN e MORITZ, 1967; HOFMANN-WELLENHOF e MORITZ, 2005; SOLER, 1976; TORGE e MÜLLER, 2012).

A posição de um ponto neste sistema é definida pelas coordenadas (h, φ, λ), em que h é a altitude geométrica, φ é a latitude e λ a longitude (Figs 4.2a e 4.2b).

Em cada ponto deste sistema de coordenadas é possível definir os seguintes vetores unitários e mutuamente ortogonais (e.g., SOLER, 1976, p. 12):

$$\hat{\mathbf{h}}(\varphi, \lambda) = \begin{bmatrix} \cos\varphi\, \cos\lambda \\ \cos\varphi\, \sin\lambda \\ \sin\varphi \end{bmatrix} \quad , \tag{4.1}$$

$$\hat{\boldsymbol{\varphi}}(\varphi, \lambda) = \begin{bmatrix} -\sin\varphi\, \cos\lambda \\ -\sin\varphi\, \sin\lambda \\ \cos\varphi \end{bmatrix} \tag{4.2}$$

e

$$\hat{\boldsymbol{\lambda}}(\lambda) = \begin{bmatrix} -\sin\lambda \\ \cos\lambda \\ 0 \end{bmatrix} \quad , \tag{4.3}$$

em que $\hat{\mathbf{h}}(\varphi, \lambda)$ (Eq. 4.1) é normal ao elipsoide de referência e aponta para fora, $\hat{\boldsymbol{\varphi}}(\varphi, \lambda)$ (Eq. 4.2) e $\hat{\boldsymbol{\lambda}}(\lambda)$ (Eq. 4.3) são tangentes ao elipsoide de referência e apontam para o norte e para o leste, respectivamente (Fig. 4.2c).

A transformação de coordenadas no SGCG para o SGCC é dada por (e.g., SO-

LER, 1976, p. 10):

$$\begin{aligned} X &= (N+h)\cos\varphi\,\cos\lambda \\ Y &= (N+h)\cos\varphi\,\sin\lambda \\ Z &= \left[N(1-e^2)+h\right]\sin\varphi \end{aligned} \quad , \tag{4.4}$$

em que N é o raio de curvatura da seção primeiro vertical

$$N = \frac{a}{\sqrt{1-e^2\sin^2\varphi}} \tag{4.5}$$

e

$$e = \frac{\sqrt{a^2-b^2}}{a} \tag{4.6}$$

é a primeira excentricidade. A transformação de coordenadas no SGCC para o SGCG geralmente é feita de forma iterativa, usando-se o algoritmo de Hirvonen-Moritz (HOFMANN-WELLENHOF e MORITZ, 2005, p. 195).

4.1.3 Sistema Geocêntrico de Coordenadas Esféricas (SGCE)

Este sistema é comumente utilizado em geomagnetismo (e.g., HULOT *et al.*, 2015, p. 35). A posição de um ponto neste sistema é definida pelas coordenadas (r, θ, λ), em que r é a distância radial, θ é a latitude geocêntrica e λ é a mesma longitude definida no SGCG (Figs 4.2a e 4.2b).

Em cada ponto deste sistema de coordenadas é possível definir os seguintes vetores unitários (Fig. 4.2d) e mutuamente ortogonais (e.g., LANGEL e HINZE, 1998, p. 115):

$$\hat{\mathbf{r}}(\theta,\lambda) = \begin{bmatrix} \cos\theta\,\cos\lambda \\ \cos\theta\,\sin\lambda \\ \sin\theta \end{bmatrix} \quad , \tag{4.7}$$

$$\hat{\boldsymbol{\theta}}(\theta,\lambda) = \begin{bmatrix} -\sin\theta\,\cos\lambda \\ -\sin\theta\,\sin\lambda \\ \cos\theta \end{bmatrix} \tag{4.8}$$

e $\hat{\boldsymbol{\lambda}}(\lambda)$ (Eq. 4.3). A transformação de coordenadas no SGCE para o SGCC é dada por:

$$\begin{aligned} X &= r\ \cos\theta\ \cos\lambda \\ Y &= r\ \cos\theta\ \sin\lambda\ , \\ Z &= r\ \sin\theta \end{aligned} \tag{4.9}$$

já a transformação de coordenadas no SGCC para o SGCE é dada por:

$$\begin{aligned} r &= \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \\ \theta &= \sin^{-1}\left(\frac{Z}{r}\right) \\ \lambda &= \tan^{-1}\left(\frac{Y}{X}\right) \end{aligned} \quad . \tag{4.10}$$

A relação entre a latitude geodésica φ e a latitude geocêntrica θ (Fig. 4.2b) é dada por:

$$\tan\varphi = \frac{a^2}{b^2}\ \tan\theta\,, \tag{4.11}$$

em que a e b são os semi eixos maior e menor, respectivamente, do elipsoide de referência que define o SGCG.

Por fim, considere um vetor $\mathbf{v}$ com componentes $v_r(r,\theta,\lambda)$, $v_\theta(r,\theta,\lambda)$ e $v_\lambda(r,\theta,\lambda)$ no SGCE ao longo dos vetores unitários $\hat{\mathbf{r}}(\theta,\lambda)$ (Eq. 4.7), $\hat{\boldsymbol{\theta}}(\theta,\lambda)$ (Eq. 4.8) e $\hat{\boldsymbol{\lambda}}(\lambda)$ (Eq. 4.3), respectivamente. A inclinação $\mathcal{I}$ e declinação $\mathcal{D}$ do vetor $\mathbf{v}$ no SGCE são definidas por:

$$\mathcal{I} = \tan^{-1}\left(\frac{-v_r(r,\theta,\lambda)}{\sqrt{v_\theta(r,\theta,\lambda)^2 + v_\lambda(r,\theta,\lambda)^2}}\right) \tag{4.12}$$

e

$$\mathcal{D} = \tan^{-1}\left(\frac{v_\lambda(r,\theta,\lambda)}{v_\theta(r,\theta,\lambda)}\right)\ . \tag{4.13}$$

As Equações 4.12 e 4.13 são usadas para definir a inclinação e a declinação do campo geomagnético principal no SGCE (THÉBAULT *et al.*, 2015), a partir de suas componentes $B_r(r,\theta,\lambda)$, $B_\theta(r,\theta,\lambda)$ e $B_\lambda(r,\theta,\lambda)$ ao longo dos vetores unitários $\hat{\mathbf{r}}(\theta,\lambda)$ (Eq. 4.7), $\hat{\boldsymbol{\theta}}(\theta,\lambda)$ (Eq. 4.8) e $\hat{\boldsymbol{\lambda}}(\lambda)$ (Eq. 4.3), respectivamente. Vale ressaltar que a intensidade do campo geomagnético principal é invariante em relação ao sistema de coordenadas.

4.1.4 Sistema Topocêntrico de Coordenadas Cartesianas (STCC)

Este sistema possui origem em um ponto O localizado na área de estudo (Fig. 4.2e), com coordenadas (X_0, Y_0, Z_0) referidas ao SGCC e coordenadas $(h_0, \varphi_0, \lambda_0)$ referidas

ao SGCG. Os eixos x, y e z apontam para norte, leste e para baixo, respectivamente, e são definidos em termos dos vetores unitários $\hat{\boldsymbol{\varphi}}(\varphi, \lambda)$ (Eq. 4.2), e $\hat{\boldsymbol{\lambda}}(\lambda)$ (Eq. 4.3) e $\hat{\mathbf{h}}(\varphi, \lambda)$ (Eq. 4.1) da seguinte forma:

$$\begin{aligned} \hat{\mathbf{x}} &= \hat{\boldsymbol{\varphi}}(\varphi_0, \lambda_0) \\ \hat{\mathbf{y}} &= \hat{\boldsymbol{\lambda}}(\lambda_0) \\ \hat{\mathbf{z}} &= -\hat{\mathbf{h}}(\varphi_0, \lambda_0) \end{aligned} \quad . \tag{4.14}$$

A posição de um ponto neste sistema possui coordenadas Cartesianas (x, y, z). A transformação de coordenadas no STCC para SGCC é dada por:

$$\begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} X_0 \\ Y_0 \\ Z_0 \end{bmatrix} + \mathbf{R}_{xyz} \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} \quad , \tag{4.15}$$

em que

$$\mathbf{R}_{xyz} = \begin{bmatrix} \hat{\mathbf{x}} & \hat{\mathbf{y}} & \hat{\mathbf{z}} \end{bmatrix} \tag{4.16}$$

é uma matriz ortonormal com colunas formadas pelos vetores unitários definidos na Equação 4.14. A transformação de coordenadas no SGCC para STCC é dada por:

$$\begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} = \mathbf{R}_{xyz}^{\top} \begin{bmatrix} X - X_0 \\ Y - Y_0 \\ Z - Z_0 \end{bmatrix} \quad . \tag{4.17}$$

Seja $\mathbf{v}$ um vetor com componentes $v_r(r, \theta, \lambda)$, $v_\theta(r, \theta, \lambda)$ e $v_\lambda(r, \theta, \lambda)$ no SGCE ao longo dos vetores unitários $\hat{\mathbf{r}}(\theta, \lambda)$ (Eq. 4.7), $\hat{\boldsymbol{\theta}}(\theta, \lambda)$ (Eq. 4.8) e $\hat{\boldsymbol{\lambda}}(\lambda)$ (Eq. 4.3), respectivamente. As componentes $v_x(x, y, z)$, $v_y(x, y, z)$ e $v_z(x, y, z)$ do vetor $\mathbf{v}$ no STCC podem ser obtidas a partir das componentes $v_r(r, \theta, \lambda)$, $v_\theta(r, \theta, \lambda)$ e $v_\lambda(r, \theta, \lambda)$ da seguinte forma:

$$\begin{bmatrix} v_x(x, y, z) \\ v_y(x, y, z) \\ v_z(x, y, z) \end{bmatrix} = \mathbf{R}_{xyz}^{\top} \mathbf{R}_{r\theta\lambda}(\theta, \lambda) \begin{bmatrix} v_r(r, \theta, \lambda) \\ v_\theta(r, \theta, \lambda) \\ v_\lambda(r, \theta, \lambda) \end{bmatrix} \quad , \tag{4.18}$$

em que

$$\mathbf{R}_{r\theta\lambda}(\theta, \lambda) = \begin{bmatrix} \hat{\mathbf{r}}(\theta, \lambda) & \hat{\boldsymbol{\theta}}(\theta, \lambda) & \hat{\boldsymbol{\lambda}}(\lambda) \end{bmatrix} \tag{4.19}$$

é uma matriz ortonormal com colunas formadas pelos vetores unitários definidos nas Equações 4.7, 4.8 e 4.3. Dessa forma, a inclinação I e declinação D do vetor $\mathbf{v}$ no STCC são definidas por:

$$I = \tan^{-1}\left(\frac{v_z(x,y,z)}{\sqrt{v_x(x,y,z)^2 + v_y(x,y,z)^2}}\right) \tag{4.20}$$

e

$$D = \tan^{-1}\left(\frac{v_y(x,y,z)}{v_x(x,y,z)}\right) . \tag{4.21}$$

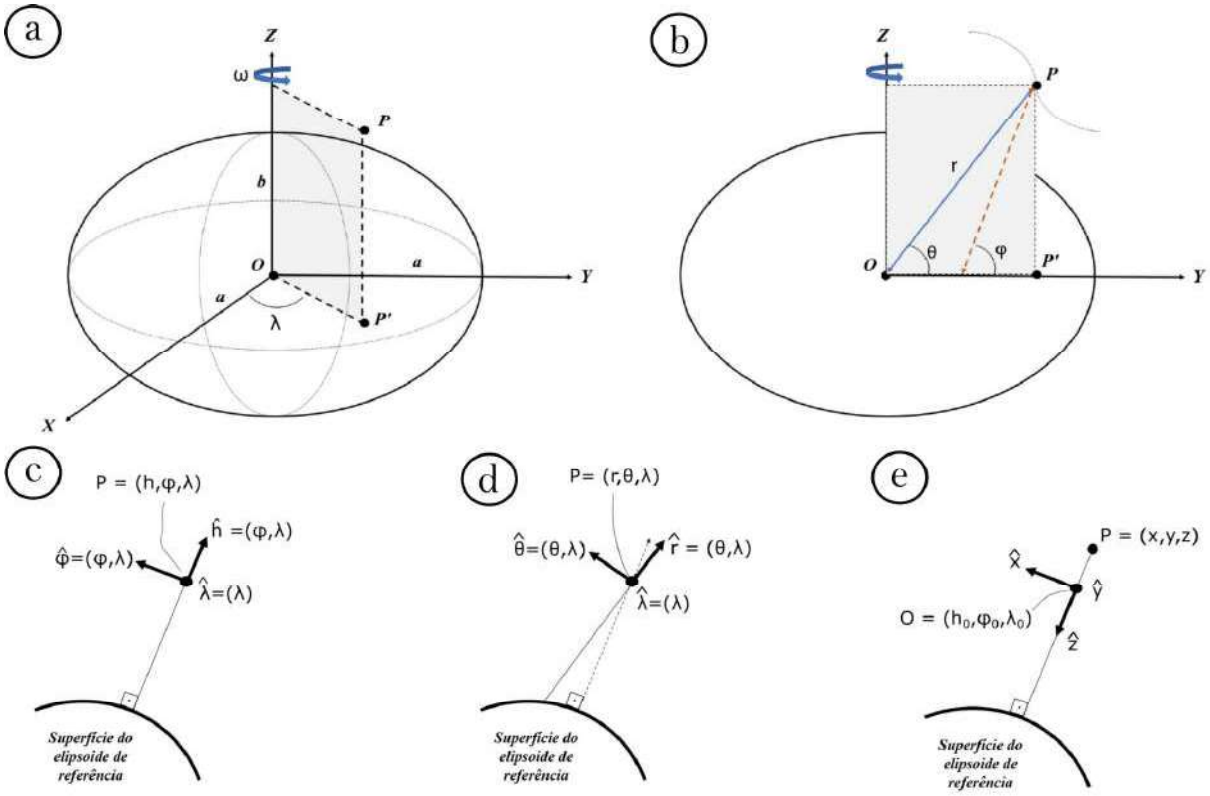


Figura 4.2: Representação de um ponto P nos sistemas de coordenadas SGCC, SGCG, SGCE e STCC. a) SGCC com eixo Z coincidente com o eixo médio de rotação da Terra, origem no centro de massa CM da Terra. P' representa a projeção de P no equador, λ a sua longitude e ω a velocidade de rotação da Terra. b) Altitude geométrica h, latitude geodésica φ, latitude geocêntrica θ e distância radial r do ponto P. c) Vetores unitários $\hat{\mathbf{h}}(\varphi,\lambda)$ (Eq. 4.1), $\hat{\boldsymbol{\varphi}}(\varphi,\lambda)$ (Eq. 4.2) e $\hat{\boldsymbol{\lambda}}(\lambda)$ (Eq. 4.3) no ponto P. d) Vetores unitários $\hat{\mathbf{r}}(\theta,\lambda)$ (Eq. 4.7), $\hat{\boldsymbol{\theta}}(\theta,\lambda)$ (Eq. 4.8) e $\hat{\boldsymbol{\lambda}}(\lambda)$ (Eq. 4.3) no ponto P. e) STCC com origem $O = (h_0, \varphi_0, \lambda_0)$ e eixos definidos pelos vetores unitários $\hat{\mathbf{x}}$, $\hat{\mathbf{y}}$ e $\hat{\mathbf{z}}$ (Eq. 4.14).

4.2 Problema direto

Considere que na área de estudo há um conjunto de L levantamentos magnéticos realizados em diferentes anos. As anomalias de campo total obtidas em todos os levantamentos são organizadas no vetor de dados observados $N \times 1$

$$\mathbf{d}_o = \begin{bmatrix} \mathbf{d}_o^{(1)} \\ \vdots \\ \mathbf{d}_o^{(L)} \end{bmatrix} , \tag{4.22}$$

em que $N = \sum_{k=1}^{L} N^{(k)}$ e $\mathbf{d}_o^{(k)}$ é o vetor de dados observados $N^{(k)} \times 1$ com i-ésimo elemento $d_i^{(k)}$ dado pela anomalia de campo total observada no k-ésimo levantamento, na posição $(x_i^{(k)}, y_i^{(k)}, z_i^{(k)})$, $i = 1, \ldots, N^{(k)}$, $k = 1, \ldots, L$ (Fig.4.3), de um sistema topocêntrico de coordenadas Cartesianas topocêntrico (Fig. 4.2e), com origem no ponto O, eixos definidos pelos vetores unitários $\hat{\mathbf{x}}$, $\hat{\mathbf{y}}$ e $\hat{\mathbf{z}}$ (Eq. 4.14). Considere que os dados observados $d_i^{(k)}$ são produzidos por rochas magnetizadas por indução, com suscetibilidade magnética isotrópica, positiva e com intensidade moderada, de tal forma que o efeito de desmagnetização possa ser negligenciado.

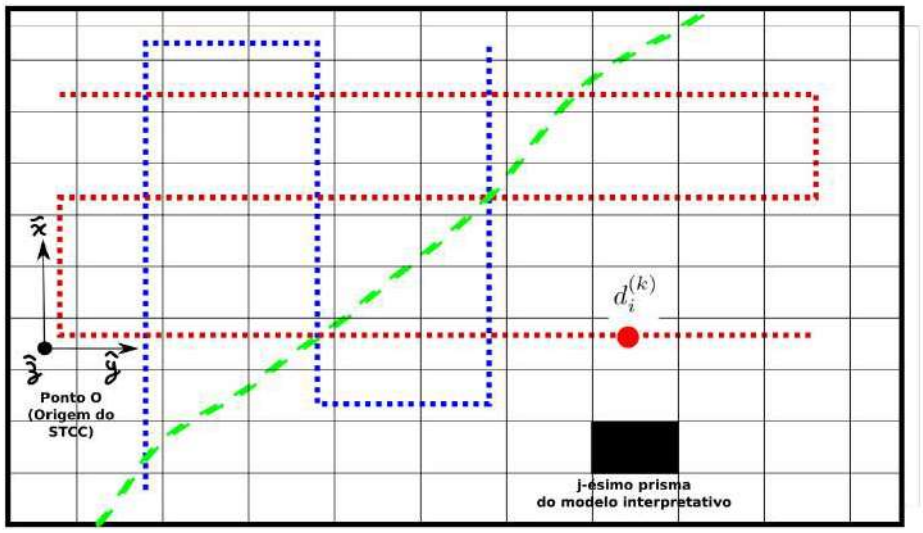


Figura 4.3: Representação de um conjunto de $L = 3$ levantamentos magnéticos (linhas pontilhadas em verde, azul e vermelho) sobre a área de estudo. A anomalia de campo total $d_i^{(k)}$, $i = 1, \ldots, N^{(k)}$, $k = 1, 2, 3$, está localizada na posição $(x_i^{(k)}, y_i^{(k)}, z_i^{(k)})$ do STCC com origem no ponto O e eixos definidos pelos vetores unitários $\hat{\mathbf{x}}$, $\hat{\mathbf{y}}$ e $\hat{\mathbf{z}}$ (Eq. 4.14).

Neste trabalho, as fontes 3D serão aproximadas por uma camada de M prismas retangulares e justapostos na horizontal (Fig. 4.3 e Fig. 4.4). A magnetização total do j-ésimo prisma é puramente induzida e dada por:

$$\mathbf{m}_j^{(k)} = F_j^{(k)}\, p_j\, \hat{\mathbf{f}}_j^{(k)}\,, \tag{4.23}$$

em que p_j é a suscetibilidade magnética isotrópica (adimensional) do j-ésimo prisma, $F_j^{(k)}$ é a intensidade do campo geomagnético principal (em A/m) no centro do topo do j-ésimo prisma, na época do k-ésimo levantamento magnético, e

$$\hat{\mathbf{f}}_j^{(k)} = \begin{bmatrix} \cos I_j^{(k)}\, \cos D_j^{(k)} \\ \cos I_j^{(k)}\, \sin D_j^{(k)} \\ \sin I_j^{(k)} \end{bmatrix}\,, \tag{4.24}$$

é o vetor unitário que define a direção do campo geomagnético principal no centro do topo do j-ésimo prisma, na época do k-ésimo levantamento magnético, com inclinação $I_j^{(k)}$ (Eq. 4.20) e declinação $D_j^{(k)}$ (Eq. 4.21) definidos em graus. É importante ressaltar que estes valores de inclinação e declinação são definidos no sistema topocêntrico de coordenadas Cartesianas com origem no ponto O (Fig. 4.2e).

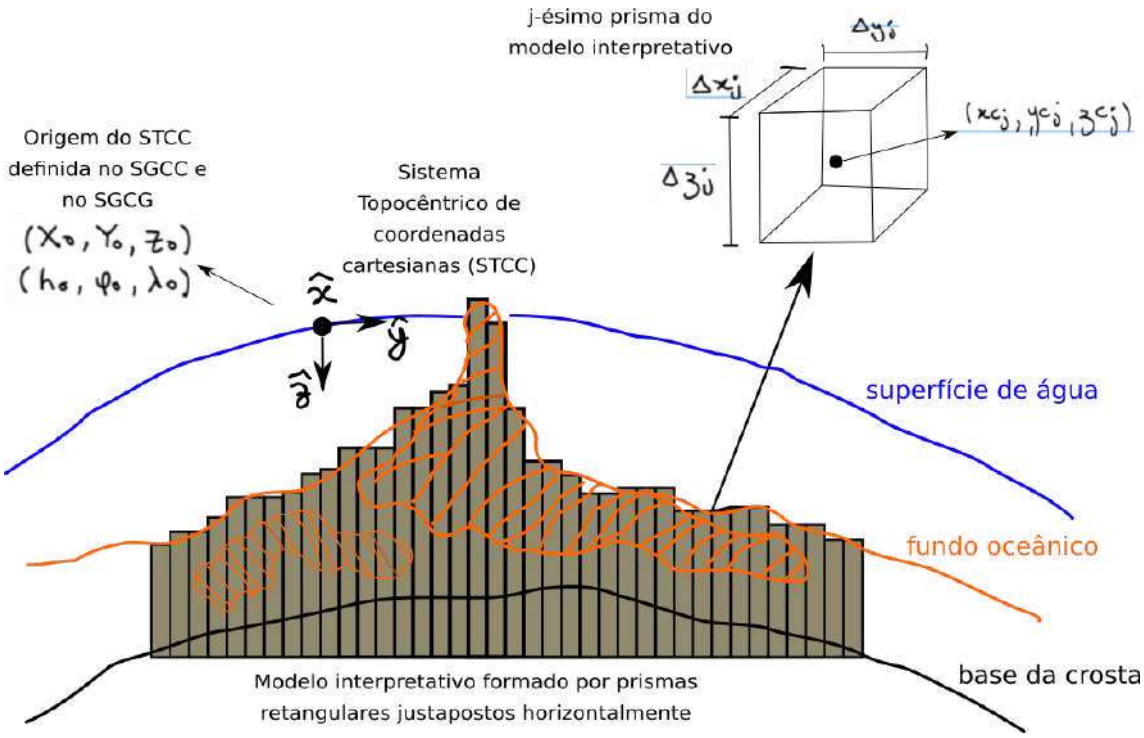


Figura 4.4: Representação 2D do modelo interpretativo formado por prismas retangulares para aproximar a anomalia de campo total produzida pelas fontes magnéticas na crosta oceânica (representadas pelos polígonos preenchidos com linhas laranja). O j-ésimo prisma possui volume v_j, centro no ponto (xc_j, yc_j, zc_j) e lados Δx_j, Δy_j e Δz_j. Fonte: elaborado pelo autor (2023).

A anomalia de campo total $a_{ij}^{(k)}$ predita pelo j-ésimo prisma na posição $(x_i^{(k)}, y_i^{(k)}, z_i^{(k)})$, na época do k-ésimo levantamento magnético, considerando-se que este prisma tem suscetibilidade magnética p_j unitária, é dada por:

$$\begin{aligned} a_{ij}^{(k)} &= \left(\hat{\mathbf{f}}_j^{(k)}\right)^\top \mathbf{H}_{ij}^{(k)}\, \mathbf{m}_j^{(k)} \\ &= F_j^{(k)}\, \left(\hat{\mathbf{f}}_j^{(k)}\right)^\top \mathbf{H}_{ij}\, \hat{\mathbf{f}}_j^{(k)} \end{aligned} \quad , \tag{4.25}$$

em que $\mathbf{H}_{ij}^{(k)}$ é a matriz

$$\mathbf{H}_{ij}^{(k)} = \begin{bmatrix} \partial_{xx}\Theta_{ij}^{(k)} & \partial_{xy}\Theta_{ij}^{(k)} & \partial_{xz}\Theta_{ij}^{(k)} \\ \partial_{xy}\Theta_{ij}^{(k)} & \partial_{yy}\Theta_{ij}^{(k)} & \partial_{yz}\Theta_{ij}^{(k)} \\ \partial_{xz}\Theta_{ij}^{(k)} & \partial_{yz}\Theta_{ij}^{(k)} & \partial_{zz}\Theta_{ij}^{(k)} \end{bmatrix} , \tag{4.26}$$

com elementos $\partial_{\alpha\beta}\Theta_{ij}^{(k)} \equiv \frac{\partial^2\Theta_{ij}^{(k)}}{\partial\alpha\,\partial\beta}$, $\alpha = x, y, z$, $\beta = x, y, z$, definidos pelas segundas derivadas da função

$$\Theta_{ij}^{(k)} = C_m \iiint\limits_{v_j} \frac{dx'dy'dz'}{\sqrt{(x_i^{(k)} - x')^2 + (y_i^{(k)} - y')^2 + (z_i^{(k)} - z')^2}} , \tag{4.27}$$

em relação às coordenadas do ponto de observação $(x_i^{(k)}, y_i^{(k)}, z_i^{(k)})$. Na Equação 4.27, $C_m = 10^9 \frac{\mu_0}{4\pi}$ (H/m), μ_0 é a permeabilidade magnética no vácuo, x', y' e z' são as variáveis de integração e definem um ponto (x', y', z') no interior do volume v_j do j-ésimo prisma com centro em (xc_j, yc_j, zc_j) e lados Δx_j, Δy_j e Δz_j ao longo dos eixos x, y e z, respectivamente (Fig. 4.4). Neste trabalho, as funções $\partial_{\alpha\beta}\Theta_{ij}^{(k)}$ (Eq. 4.26), $\alpha = x, y, z$, $\beta = x, y, z$, serão calculadas usando-se as expressões de NAGY *et al.* (2000, 2002).

A anomalia de campo total $t_i^{(k)}(\mathbf{p})$ predita pelo conjunto de M prismas (modelo interpretativo) na posição $(x_i^{(k)}, y_i^{(k)}, z_i^{(k)})$, $i = 1, \ldots, N^{(k)}$, na época do k-ésimo levantamento magnético fica então definida pela soma

$$t_i^{(k)}(\mathbf{p}) = \sum_{j=1}^{M} p_j\, a_{ij}^{(k)} , \tag{4.28}$$

em que $a_{ij}^{(k)}$ é definida pela Equação 4.25 e $\mathbf{p}$ é o vetor de parâmetros $M \times 1$, cujo j-ésimo elemento p_j é a suscetibilidade magnética isotrópica do j-ésimo prisma do modelo interpretativo. Em notação matricial, a anomalia de campo total predita pelo modelo interpretativo em um dado levantamento k é definida pelo vetor de dados preditos

$$\mathbf{t}^{(k)}(\mathbf{p}) = \mathbf{A}^{(k)}\mathbf{p} , \tag{4.29}$$

em que $\mathbf{A}^{(k)}$ é uma matriz $N^{(k)} \times M$ com elemento ij definido pela função $a_{ij}^{(k)}$ (Eq.

4.25). Dessa forma, a anomalia de campo total predita pelo modelo interpretativo em todos os L levantamentos magnéticos na área de estudo é dada por

$$\mathbf{t}(\mathbf{p}) = \mathbf{A}\mathbf{p}\,, \tag{4.30}$$

em que $\mathbf{A}$ é uma matriz $N \times M$ definida pelas matrizes $\mathbf{A}^{(k)}$ (Eq. 4.29) da seguinte maneira

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} \mathbf{A}^{(1)} \\ \vdots \\ \mathbf{A}^{(L)} \end{bmatrix}\,. \tag{4.31}$$

4.3 Problema inverso

Uma vez estabelecida a geometria dos M prismas e o campo geomagnético principal no centro do topo de cada prisma, dentro do STCC, o vetor de parâmetros $\mathbf{p}$ com a suscetibilidade magnética aparente p_j de cada prisma pode ser estimado resolvendo-se o seguinte problema inverso linear:

$$\begin{array}{c} \text{Minimize } \Gamma(\mathbf{p}) = \Phi(\mathbf{p}) + \mu f_0 \Omega(\mathbf{p}) \\ \text{sujeito a } \mathbf{p_j} \geq 0\,, \quad j = 1, \ldots, M \end{array}\,, \tag{4.32}$$

em que $\Gamma(\mathbf{p})$ é a função objetivo, $\Phi(\mathbf{p})$ é a função desajuste dada por

$$\Phi(\mathbf{p}) = \frac{1}{N}\|\mathbf{d}_o - \mathbf{t}(\mathbf{p})\|_2^2\,, \tag{4.33}$$

e $\Omega(\mathbf{p})$ é a norma do vetor $\mathbf{p}$ ao quadrado, que representa a regularização de *Tikhonov* de ordem zero.

$$\Omega(\mathbf{p}) = \|\mathbf{p}\|_2^2\,, \tag{4.34}$$

μ é um escalar positivo denominado parâmetro de regularização (ASTER *et al.*, 2019, p. 94), f_0 é um fator de escala definido por

$$f_0 = \frac{\operatorname{tr}\left(\mathbf{A}^\top \mathbf{A}\right)}{M}\,, \tag{4.35}$$

$\operatorname{tr}\left(\mathbf{A}^\top \mathbf{A}\right)$ é o traço da matriz $\mathbf{A}^\top \mathbf{A}$.

A escolha do parâmetro de regularização ótimo (μ) desempenha um papel fundamental na resolução de problemas inversos em geofísica. Um método amplamente utilizado para determinar esse parâmetro é o método da curva L.

A curva valores $\|\mathbf{p}\|_2^2$ versus $\|\mathbf{d}_o - \mathbf{t}(\mathbf{p})\|_2^2$, geralmente assume uma forma característica de "L" em problemas lineares. Isso acontece porque $\|\mathbf{p}\|_2^2$ é uma função estritamente decrescente de μ e $\|\mathbf{d}_o - \mathbf{t}(\mathbf{p})\|_2^2$ é uma função estritamente crescente de μ .

A nitidez do "canto" varia de problema para problema, mas é frequentemente bem definida. Por esta razão, a curva é chamada de curva L, no qual é selecionado o valor de μ que fornece a solução mais próxima do "canto" da curva L (ASTER *et al.*, 2019, p.94).

Para resolver o problema de inversão linear com regularização de Tikhonov de ordem zero, pode-se utilizar a técnica de mínimos quadrados regularizados. Logo a equação 4.32 ao ser minimizada, vamos obter o estimador com regularização de *Tikhonov* de ordem zero, ou comumente conhecido com *Ridge Regression*(TIKHONOV e ARSENIN, 1977), dada pela equação:

$$\mathbf{p} = (\mathbf{A}^\top \mathbf{A} + \mu f_0 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{A}^\top \mathbf{d_o} \tag{4.36}$$

onde $\mathbf{I}$ é uma matriz identidade e $\mathbf{d_0}$ é o vetor de dados observados.

Neste trabalho, a equação 4.36 será resolvida numericamente usando dois métodos de solução:

- **Método com positividade que usa mínimos quadrados não negativos (NNLS, do inglês *nonnegative least squares*)** - que é uma técnica utilizada para resolver problemas de equações lineares sujeitas à restrição de não-negatividade nas incógnitas. Esse método é particularmente útil em casos em que se espera que as propriedades físicas ou as distribuições de parâmetros sejam positivas, como por exemplo, a distribuição de suscetibilidade magnética. (LAWSON e HANSON, 1974, p. 159).

- **Método sem positividade que usa decomposição LU com pivotamento parcial** - a decomposição LU (Lower-Upper) é uma técnica utilizada para resolver sistemas de equações lineares, onde a matriz de coeficientes é decomposta em duas matrizes, uma matriz triangular inferior (L) e uma matriz triangular superior (U). O pivotamento parcial é uma técnica adicional que é frequentemente utilizada junto com a decomposição LU para melhorar a estabilidade numérica do método.

Capítulo 5

Resultados

5.1 Pré-processamento dos dados

5.1.1 Transformação de coordenadas da área de estudo

O pré-processamento dos dados, inicia com a transformação de coordenadas da região de estudo. Os dados de longitude (λ), latitude (φ), batimetria (h) , que estavam em um SGCG (Fig. 5.1), foram transformados para um STCC (x, y, z) (Fig. 5.2), a partir das relações entre diferentes tipos de sistemas de coordenadas, descritas na seção 4.1.

As coordenadas do ponto de referência da origem O (Eq. 4.14) usado para transformar são $h_0 = 0m, \varphi_0 = 0.75^o, \lambda_0 = -28.25^o$, sendo essas a altitude geométrica, latitude e longitude, respectivamente . Repare que o ponto de referência, está localizado no centro da área de estudo e sua altura coincide com superfície do oceano, ou seja 0 metros, conforme indicado na figura 5.1.

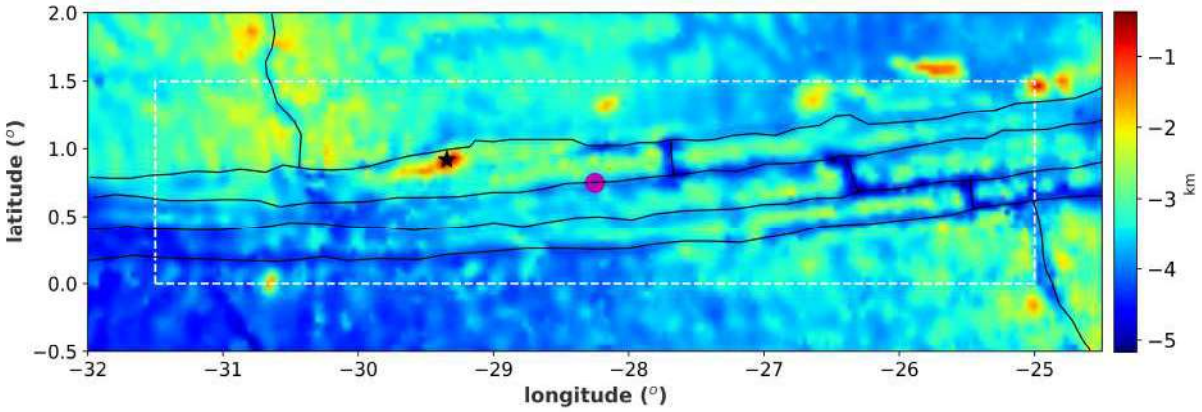


Figura 5.1: Batimetria da área de estudo em um SGCG. As linhas sólidas pretas indicam a Zona de falha transformante de São Paulo, o retângulo tracejado branco indica a área de estudo do trabalho de MAIA *et al.* (2016) com os dados COLMEIA, a estrela preta indica o ASPSP e o ponto magenta é o ponto de referência da origem ($h_0 = 0m, \varphi_0 = 0.75^o, \lambda_0 = -28.25^o$).

Aplicando as equações 4.4 no SGCG, a resultante será um conjunto de dados no SGCC, para em seguida usar a equação 4.17 nos dados SGCC, tendo como ponto de origem uma coordenada (X_0, Y_0, Z_0) referidas ao SGCC, no centro da região de estudo, então, chegaremos ao um conjunto de dados transformados para um STCC (Fig. 5.2). Note que a profundidade (coordenada z) no STCC fica definida como positiva para baixo.

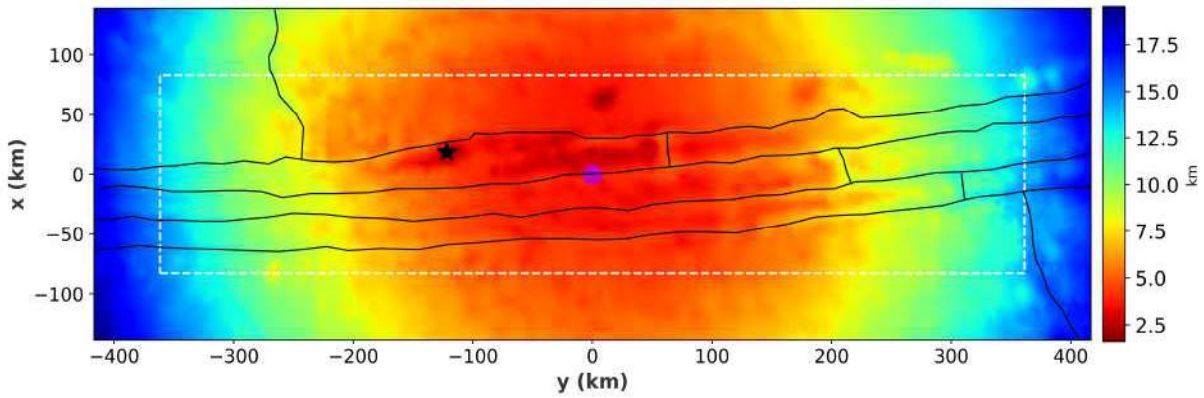


Figura 5.2: Batimetria da área de estudo em um STCC. As linhas sólidas pretas indicam a Zona de falha transformante de São Paulo, o retângulo tracejado branco indica a área de estudo do trabalho de MAIA *et al.* (2016) com os dados COLMEIA, a estrela preta indica o ASPSP e o ponto magenta é o ponto de referência da origem.

5.1.2 Transformação das componentes do IGRF

As componentes do campo geomagnético calculadas a partir do modelo de campo global chamado *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF), que estão em SGCE, também sofrerão a mudança de coordenada para o STCC. Para tal foi utilizado o modelo de harmônicos esféricos implementado no *SOFTWARE* GEOMAG v7.0 (ALKEN *et al.*, 2021)

Para a mudança de coordenada precisamos dos vetores unitários $(\hat{\mathbf{r}}, \hat{\boldsymbol{\theta}}, \hat{\boldsymbol{\lambda}})$ calculados pelas Eq.(4.7,4.8,4.3), do IGRF e os vetores unitários $(\hat{\mathbf{h}}, \hat{\boldsymbol{\varphi}}, \hat{\boldsymbol{\lambda}})$ calculados pelas Eq.(4.1,4.2,4.3), a partir das coordenadas do ponto referência de origem $(h_0, \varphi_0, \lambda_0)$ da área de estudo. Logo utilizando as relações entre o sistemas de coordenadas descritas no seção 4.1, podemos calcular a inclinação, declinação no sistema topocêntrico a partir das equações 4.20,4.21 respectivamente.

5.2 Validação com testes sintéticos

Os testes sintéticos foram construídos para avaliar, de forma progressiva, o desempenho da metodologia diante de 4 fatores principais: **(i)** regularidade ou irregularidade da cobertura de observações; **(ii)** variação geométrica do topo do modelo prismático; **(iii)** variação temporal do campo geomagnético principal; e **(iv)** aumento da complexidade do modelo e espessura crustal variável.

Tabela 5.1: Resumo dos testes sintéticos

Teste	**Modelo**	**Cobertura**	**N obs.**	**N prismas**	**Topo (m)**	**Fontes**	**IGRF**	**μ (c/ pos.)**	**Remanência**
I	A	Regular	1200	1200	cte. -2000	P1, P2	2020	0,01	Não
II	A	Regular	1200	1200	cte. -2000	P1, P2 (desloc.)	2020	0,01	Não
III	A	Regular	1200	1200	cte. -2000	P1 (rem.), P2	2020	0,01	Sim (P1)
IV	B	COLMEIA	1529	1200	cte. -2000	P1, P2, P3	2013	1e-05	Não
V	C	COLMEIA	1529	1200	Variável	P1, P2, P3	2013	5e-06	Não
VI	D	NCEI + COLMEIA	6730	1200	cte. -2000	P1, P2, P3	Múltiplo	5e-05	Não
VII	E	NCEI + COLMEIA	6730	1200	Variável	P1, P2, P3	Múltiplo	5e-05	Não
VIII-A	F	NCEI + COLMEIA	6730	10000	Variável	P1–P7	Múltiplo	7e-04	Não
VIII-B	F	COLMEIA	1529	10000	Variável	P1–P7	2013	5e-04	Não

Notas sobre a tabela 5.1: "Desloc."= fontes deslocadas verticalmente em relação ao *grid* de inversão. "Rem."= fonte com magnetização remanente. "Múltiplo"= campo geomagnético variável por linha (anos dos levantamentos NCEI e COLMEIA).

Os testes sintéticos foram organizados em três grupos principais, com o objetivo de facilitar a interpretação e a sistematização dos resultados. O primeiro grupo reúne os Testes I a III (Grupo I), que correspondem ao cenário mais controlado e simplificado, caracterizado por cobertura regular e duas fontes simples. O segundo grupo engloba os Testes IV a VII (Grupo II), nos quais são analisados os efeitos da geometria irregular da cobertura de dados, da ampliação da malha de observações (COLMEIA e NCEI+COLMEIA) e da variação temporal do IGRF entre diferentes épocas de levantamento. Por fim, o terceiro grupo corresponde aos Testes VIII-A e VIII-B (Grupo III), que representam um cenário mais complexo, com sete fontes, batimetria variável, espessura crustal heterogênea e diferentes intensidades de magnetização entre as fontes. A sequência dos testes sintéticos foi estruturada segundo uma lógica de complexidade crescente, de modo que cada novo cenário introduz uma fonte adicional de incerteza sobre o anterior, permitindo isolar e compreender o efeito de cada fator sobre o desempenho da metodologia de inversão.

5.3 Grupo I - Influência da cobertura regular de dados

Os três primeiros testes utilizam o Modelo A (Figura 5.3), que representa o cenário mais controlado do estudo: um grid regular de 1200 pontos de observação, coincidente com 1200 prismas, com topo na altitude geométrica constante igua a -2000 m

O campo geomagnético principal utilizado no testes I, II, III tem como referências o data de 13 de agosto de 2020. Suas componentes foram transformadas do Sistema Geocêntrico de Coordenadas Esféricas (SGCE), para o Sistema Topocêntrico de Coordenadas Cartesianas (STCC). A partir dessas informações, a anomalia de campo total foi calculada, gerando os dados observados sintéticos apresentados na Figura B.1.

O Teste I constitui o cenário de referência onde as fontes magnéticas P1 e P2 possuem magnetização puramente induzida, o grid de prismas utilizado na inversão coincide geometricamente com o modelo simulado, e os pontos de observação são regularmente espaçados.

O Teste II preserva todas as condições do Teste I, exceto pela introdução de um deslocamento vertical entre o modelo de fontes e o grid de prismas empregado

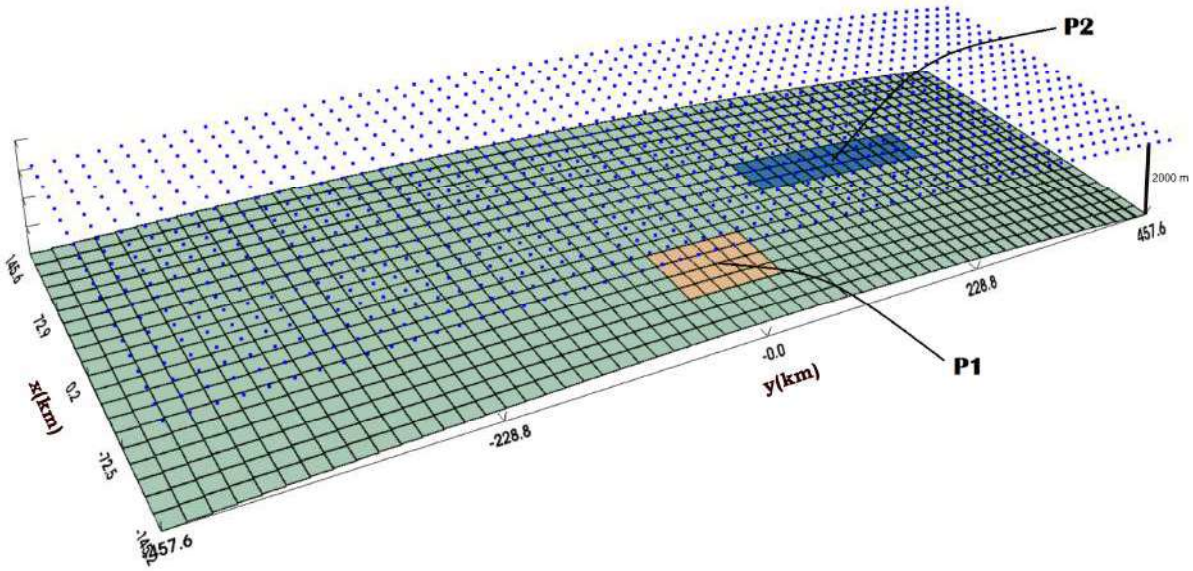


Figura 5.3: Modelo A: P1 e P2 são regiões no *grid* de prismas com suscetibilidade magnética de 0.2 e 0.04 respectivamente, e para o restante do *grid* dos prismas a suscetibilidade é 0. A anomalia de campo total simulada foi calculada nos pontos de observações indicadas pelos pontos azuis.

na inversão: enquanto as fontes simuladas têm topo em -3000 m e base em -3500 m, o modelo interpretativo assume topo em -2000 m e base em -2500 m. Essa discrepância é deliberada e representa uma situação frequente na prática geofísica, na qual a profundidade real das fontes não é conhecida com precisão e o intérprete precisa assumir uma geometria aproximada.

O Teste III, por sua vez, retoma a configuração geométrica original do Teste I, mas introduz uma perturbação de natureza diferente: a fonte P1 passa a ter uma componente de magnetização remanente, com inclinação e declinação distintas das do campo geomagnético principal. Como a metodologia assume magnetização puramente induzida, esse cenário testa diretamente a robustez da inversão frente a uma violação de uma de suas premissas fundamentais.

No Teste I (Figuras 5.4, 5.5, 5.6 e 5.7), tanto a solução com positividade quanto a solução sem positividade reproduziram adequadamente a anomalia de campo total (Figuras 5.4, 5.5). A distribuição normal dos resíduos é um indicativo positivo, sugerindo que o modelo utilizado foi capaz de explicar a maior parte da variação dos dados observados.

Entretanto, a restrição a valores estritamente positivos (Figura 5.7) produziu estimativas de suscetibilidade mais coerentes do ponto de vista físico, delimitando de forma mais limpa a extensão lateral das fontes P1 e P2. A solução sem positividade ajustou numericamente melhor os dados (Figura 5.4), mas à custa do surgimento de pequenas oscilações e ondulação da estimativa de susceptibilidade (Figura 5.6).

A distribuição normal dos resíduos é um indicativo positivo, sugerindo que o modelo utilizado foi capaz de explicar a maior parte da variação dos dados observados.

No Teste II (Figuras 5.4, 5.5, 5.6 e 5.7), o deslocamento vertical entre o modelo verdadeiro e o grid utilizado na inversão aumentou os resíduos da anomalia e degradou a recuperação da suscetibilidade (Figuras 5.6 e 5.7). Ainda assim, a solução com positividade permaneceu robusta, preservando a localização aproximada das fontes. A solução sem positividade voltou a produzir estrias e ondulação, evidenciando perda de resolução associada à maior profundidade efetiva das fontes em baixas latitudes. Isso ocorre devido à redução da informação disponível nos dados observados quando a inclinação magnética é baixa o que consequentemente limita a capacidade da da metodologia de inversão em recuperar com precisão a distribuição real da suscetibilidade magnética das fontes e maiores profundidades.

O Teste III (Figuras 5.4, 5.5, 5.6 e 5.7) expôs a principal limitação do modelo interpretativo adotado. Ao introduzir magnetização remanente em P1, a hipótese de magnetização puramente induzida deixou de ser válida, e ambos os métodos passaram a apresentar dificuldades na delimitação da fonte. Nesse caso, a inversão gerou distorções na estimativa da suscetibilidade aparente que não são facilmente distinguíveis de variações reais, especialmente na ausência da restrição de positividade , comprometendo a fidelidade das características inerentes , ao modelo de fontes magnéticas empregada, especificamente neste teste.

Os resultados obtidos nos Testes I a III, analisados em conjunto, revelam que o vínculo de positividade desempenha um papel central como mecanismo estabilizador do processo de metodologia empregado de inversão. Ao impor que os valores estimados de suscetibilidade magnética sejam não negativos, a inversão tende a produzir um ajuste numérico ligeiramente inferior aos dados observados, o que se reflete em desvios padrão dos resíduos um pouco maiores quando comparados às soluções sem esse vínculo. Contudo, essa aparente perda em precisão numérica é compensada por um ganho significativo na qualidade interpretativa dos modelos resultantes, que se apresentam mais coerentes com o domínio físico esperado e livres de artefatos espúrios, como valores negativos de suscetibilidade que não possuem significado físico real no contexto geral deste trabalho.

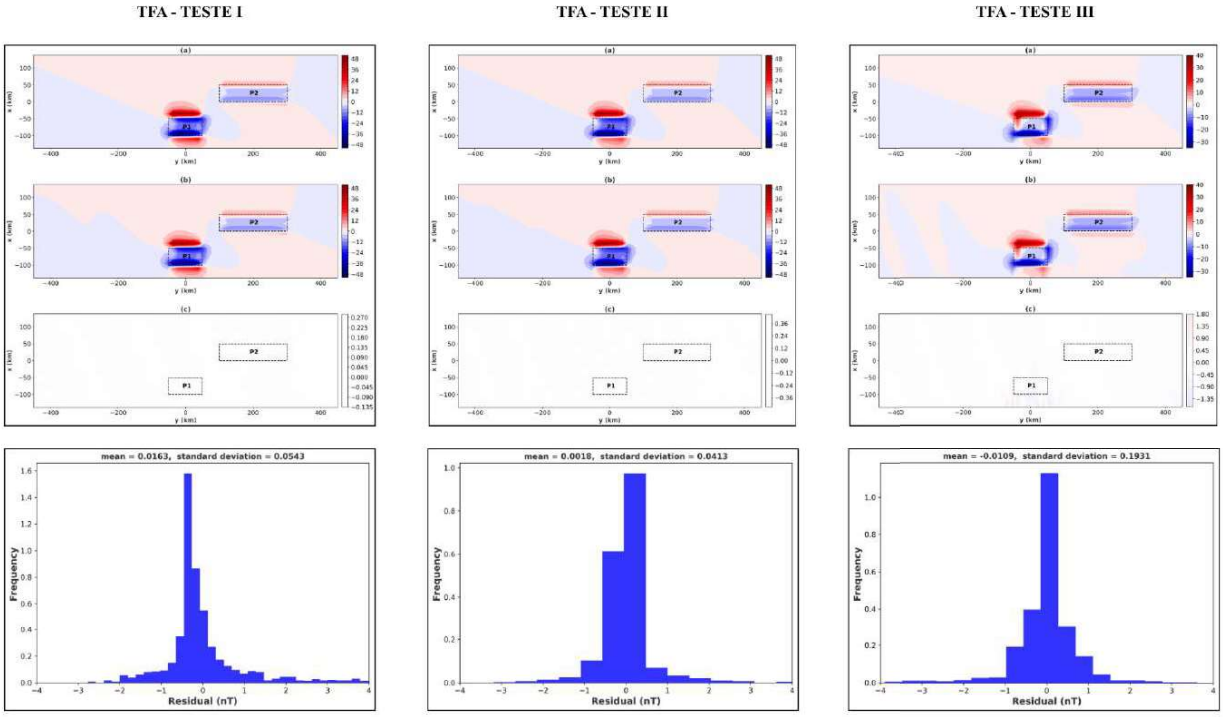


Figura 5.4: **Testes sintéticos I a III com os dados de Anomalia de campo total (TFA) sem positividade** - (a) Anomalia de campo total simulada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b), Histograma dos resíduos. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividindo o resultados pelo respectivo desvio padrão.

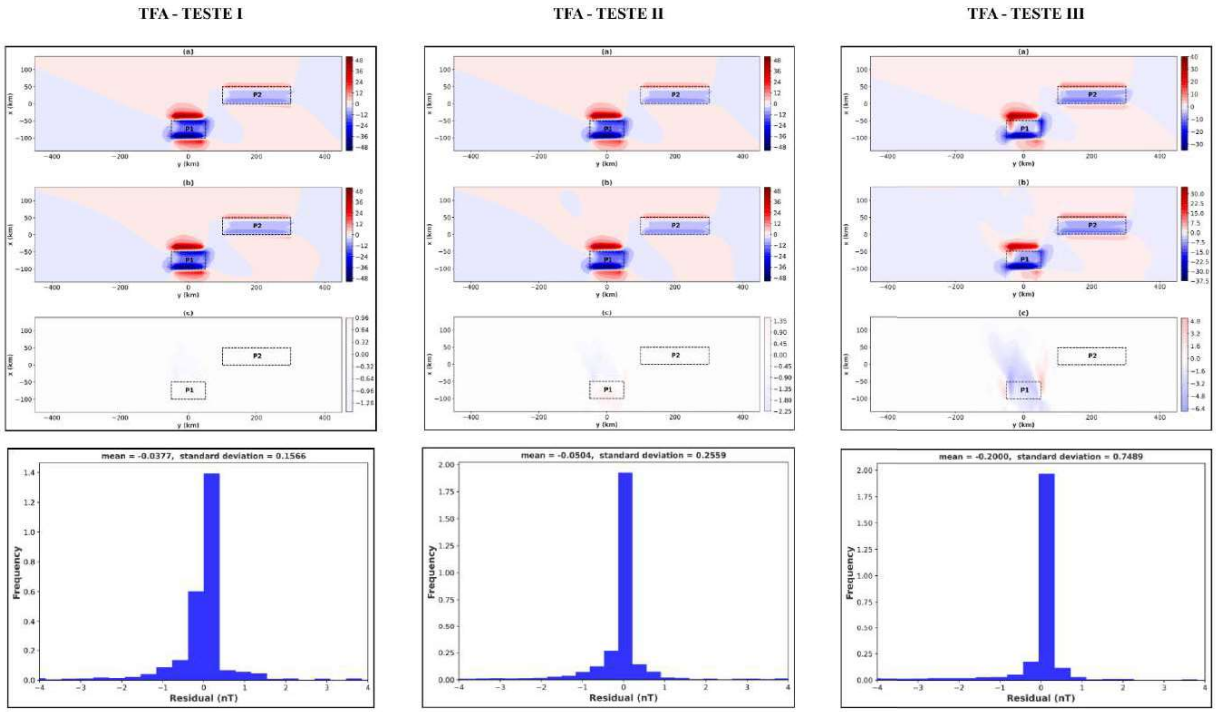


Figura 5.5: **Testes sintéticos I a III com os dados de Anomalia de campo total (TFA) com positividade** - (a) Anomalia de campo total simulada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b); Histograma dos resíduos. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividindo o resultados pelo respectivo desvio padrão.

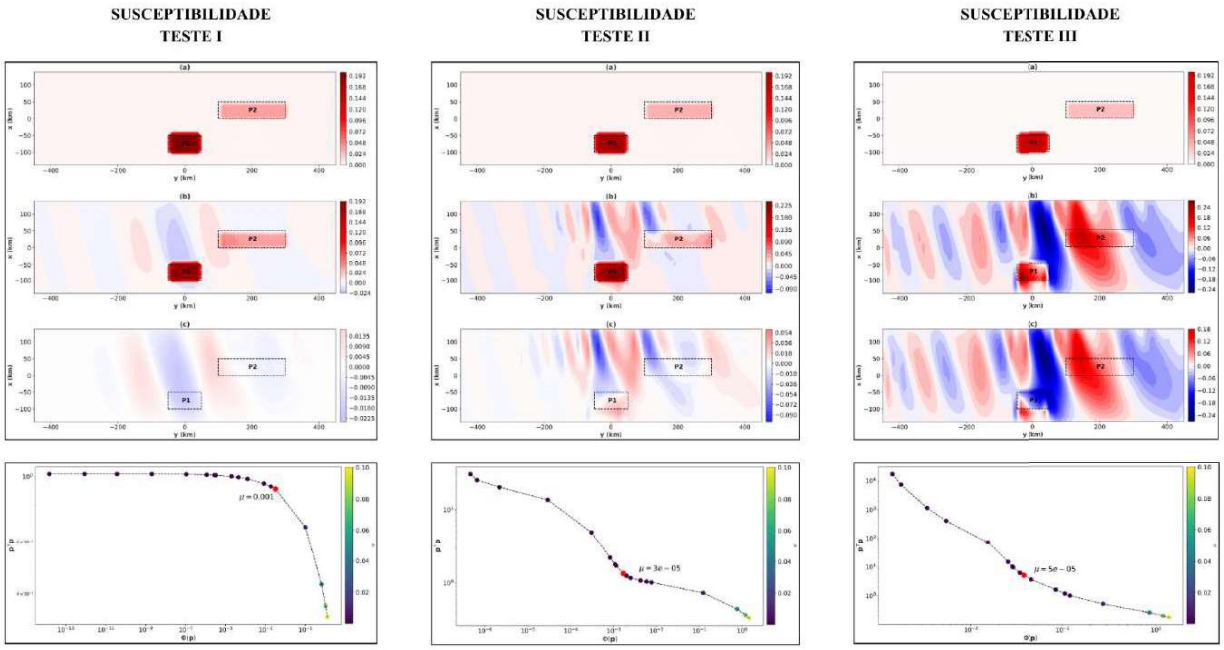


Figura 5.6: **Testes sintéticos I a III com os dados de distribuição de suscetibilidade magnética sem positividade** - (a) suscetibilidade magnética simulada; (b) suscetibilidade magnética estimada com positividade; (c) Resíduos entre (a) e (b); Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo

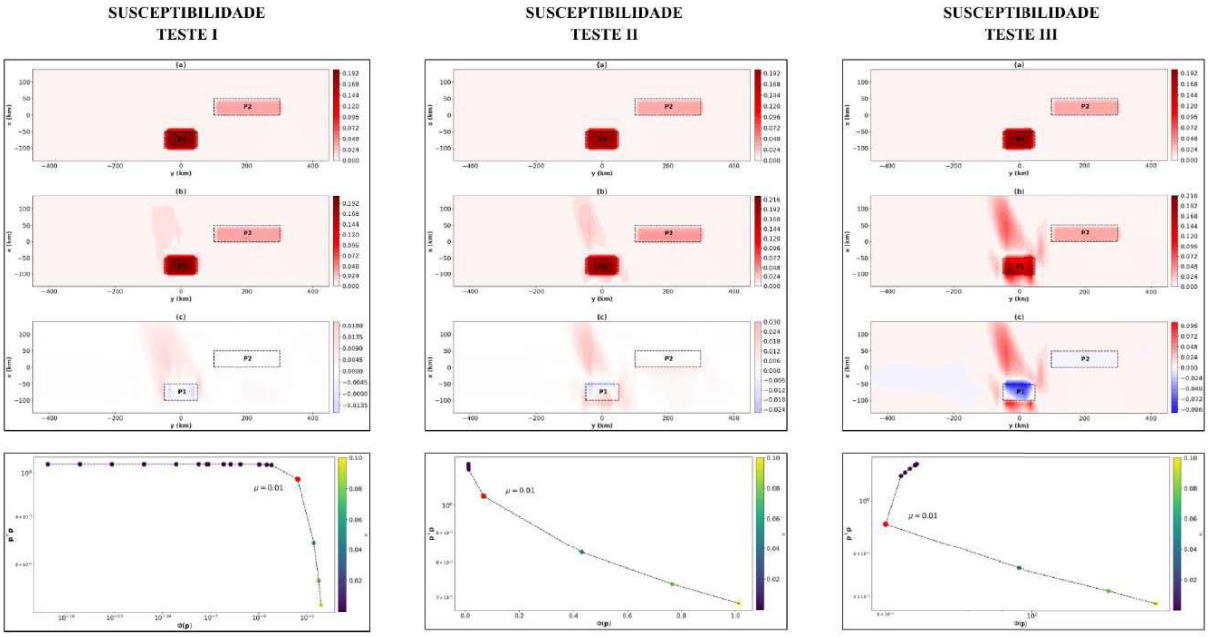


Figura 5.7: **Testes sintéticos I a III com os dados de distribuição de suscetibilidade magnética com positividade** - (a) suscetibilidade magnética simulada; (b) suscetibilidade magnética estimada com positividade; (c) Resíduos entre (a) e (b); Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo

5.4 Grupo II - Influência da cobertura irregular de dados

5.4.1 Distribuição de dados - COLMEIA

Os Testes IV e V avaliam a metodologia quando os pontos de observação passam a seguir a geometria irregular das linhas da expedição COLMEIA, totalizando 1529 observações. Ambos os testes utilizam três fontes magnéticas (P1, P2 e P3) e campo geomagnético de referência a data de 07 de fevereiro de 2013 (Figura B.2). A diferença entre eles está no topo do modelo prismático: constante no Modelo B (Teste IV) (Figura 5.8) e variável , acompanhando a batimetria, no Modelo C (Teste V) (Figura 5.9).

A distribuição de suscetibilidade magnética das fontes P1, P2 e P3 é, respectivamente, 0.04, 0.1 e 0.2, e fora das fontes tem valor zero e magnetização total puramente induzida, conforme descrito pela Equação Eq.4.23.

O modelo B (Fig.5.8) é composto por pontos de observação dispostos de forma irregular, seguindo as coordenadas das linhas do levantamento da expedição COLMEIA, como ilustrado na Figura 2.1, e estão no plano h = 0 m (altitude geométrica), simulando a superfície do mar. A Figura 5.8 apresenta as regiões P1, P2 e P3, que simulam corpos magnetizados, com diferentes suscetibilidades magnéticas. Essas regiões, assim como toda camada de prismas, possuem o topo em -2000 m (altitude geométrica constante) e espessura de 500 m.

O modelo C (Fig.5.9) é composto por linhas com pontos de observação dispostos de forma irregular, seguindo as coordenadas das linhas do levantamento da expedição COLMEIA, conforme ilustrado na Figura 2.1e estão no plano z = 0 m, simulando a superfície do mar. Na Figura 5.9, as regiões P1, P2 e P3, simulam fontes magnéticas com diferentes suscetibilidades magnéticas. Essas regiões, assim como toda camada de prismas, possuem o topo em uma altitude geométrica variável, representando a batimetria do fundo oceânico, e espessura de 500 m.

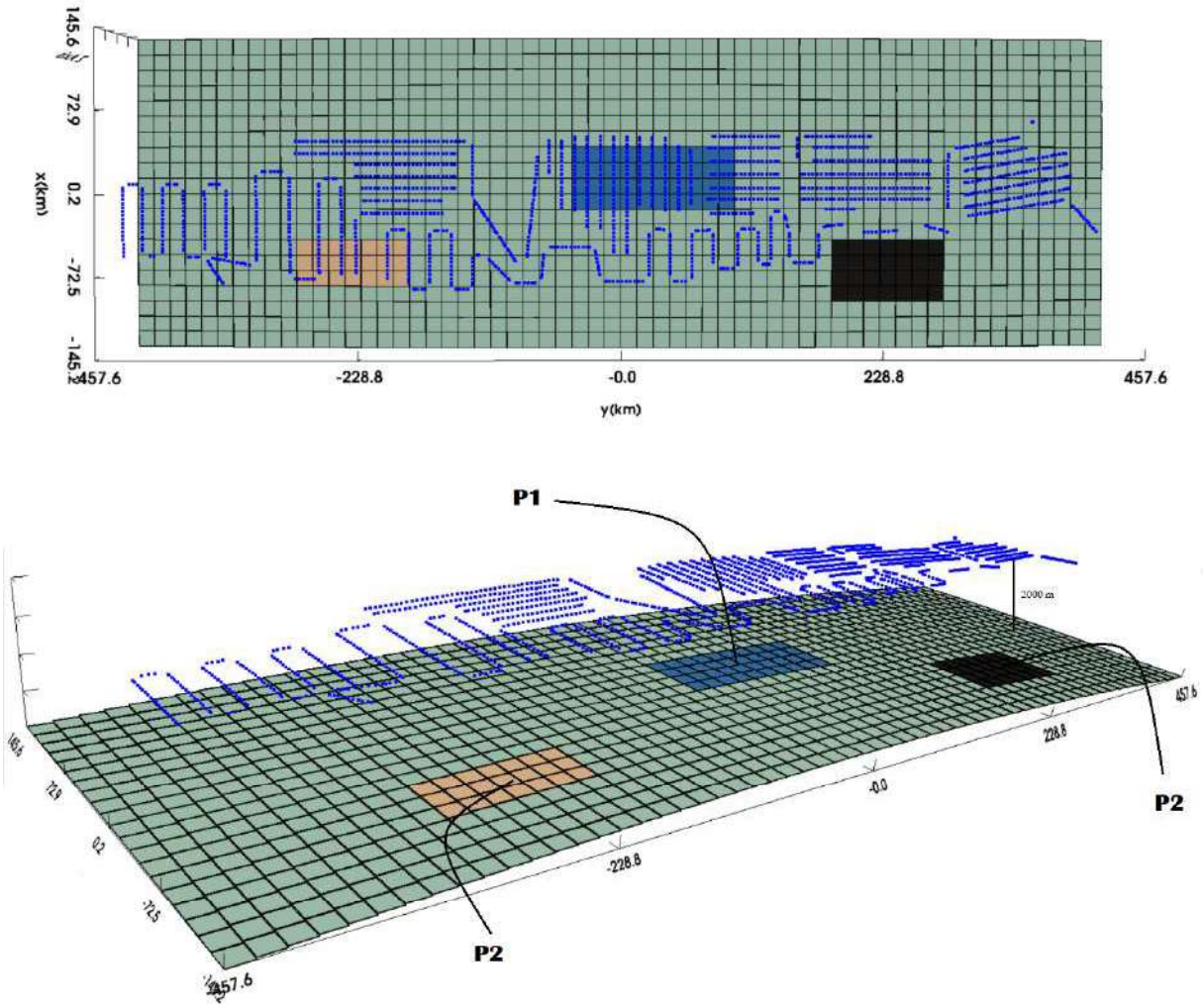


Figura 5.8: Modelo B: Modelo B: P1, P2, P3 são regiões no *grid* de prismas com suscetibilidade magnética de 0.04, 0.1, 0.2 respectivamente. Fora das fontes a susceptibilidade tem valor zero (prismas em verde). A anomalia de campo total simulada foi calculada nos pontos de observações indicadas pelos pontos azuis.

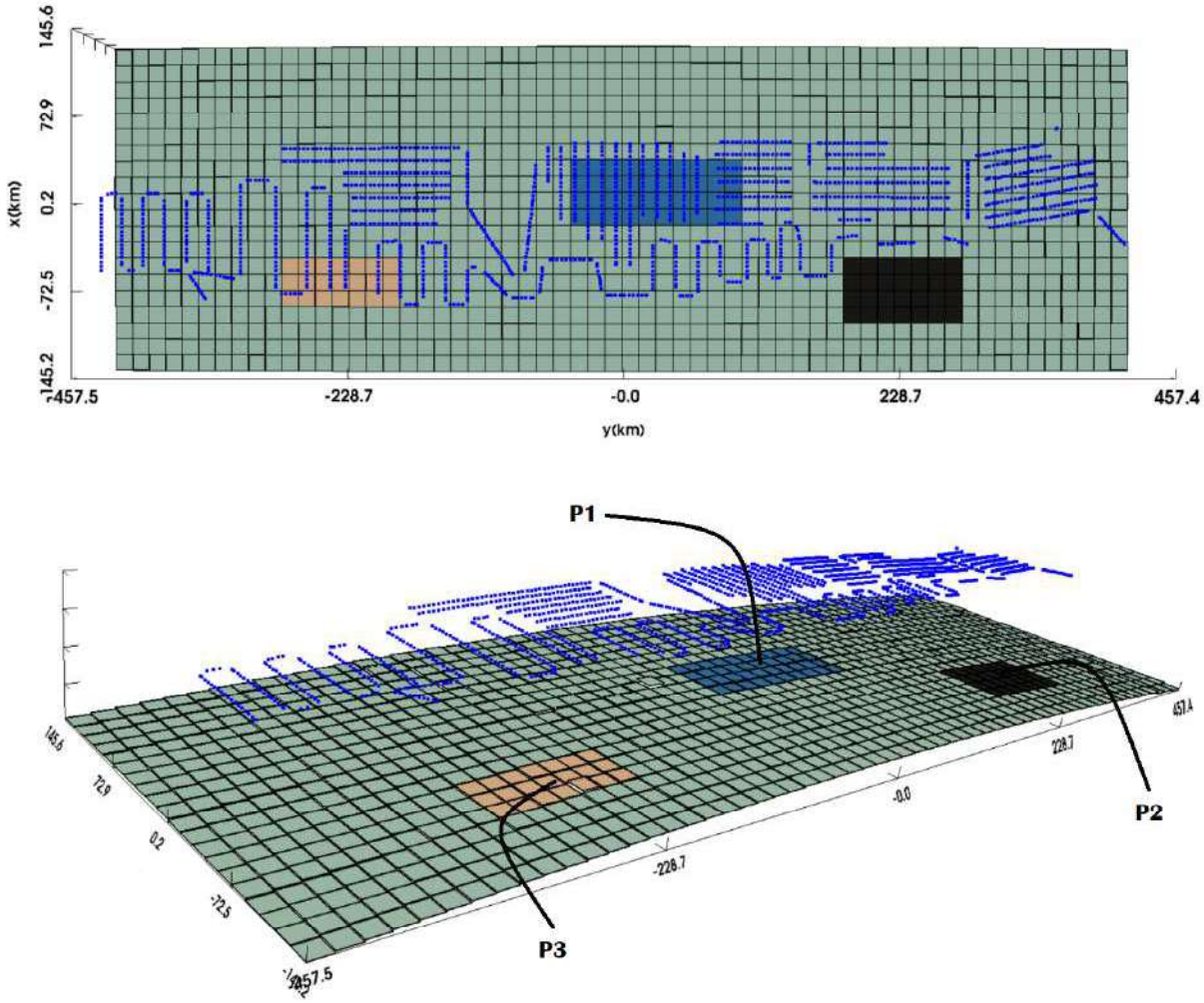


Figura 5.9: Modelo C: P1, P2, P3 são regiões no *grid* de prismas com suscetibilidade magnética de 0.04, 0.1, 0.2 respectivamente. Fora das fontes a susceptibilidade tem valor zero (prismas em verde). A anomalia de campo total simulada foi calculada nos pontos de observações indicadas pelos pontos azuis.

Os resultados dos Testes IV e V foram qualitativamente semelhantes entre si (Figuras 5.10, 5.11, 5.12, 5.13). Se a geometria do topo fosse um fator determinante para a qualidade da inversão, seria razoável esperar diferenças expressivas entre os dois cenários. O fato de isso não ter ocorrido indica que a metodologia absorve bem variações altimétricas moderadas, desde que a cobertura observacional sobre as fontes de interesse seja adequada.

Em ambos os testes, as fontes P1 e P3, posicionadas sob regiões com maior concentração e distribuição de pontos do levantamento COLMEIA, foram bem delimitadas lateralmente, com resíduos de suscetibilidade reduzidos e contornos espaciais coerentes com o modelo simulado (Figuras 5.12, 5.13). A fonte P1 é particularmente ilustrativo, localizada diretamente sob a zona de maior densidade de pontos de observação, essa fonte foi consistentemente recuperada com boa fidelidade em todas as configurações testadas, o que reforça a relação direta entre cobertura local e qualidade da estimativa. Já P3, embora coberta por uma menor quantidade de dados em comparação com P1, ainda se encontra dentro do alcance efetivo da malha COLMEIA e foi satisfatoriamente delimitada.

O comportamento de P2, por outro lado, contrasta fortemente com o das demais fontes. Posicionada fora ou na borda do alcance dos de aquisição, P2 apresentou resíduos elevados em valores absolutos e uma delimitação visivelmente deficiente em ambos os testes (Figuras 5.12, 5.13). A inversão, sem informação observacional suficiente naquela região, não dispõe de restrições locais capazes de guiar a estimativa de suscetibilidade, e o resultado é uma recuperação degradada que não reflete as características reais da fonte. Esse contraste entre P1/P3 e P2 demonstra que, para a presente metodologia, a distribuição espacial dos dados exerce uma influência mais determinante sobre a qualidade dos resultados do que a escolha entre um topo de prismas constante ou variável.

Um aspecto persistente em ambos os testes é o efeito de borda. Nas regiões periféricas do *grid* de prismas, onde não há dados observacionais, surgem manchas residuais na distribuição de suscetibilidade estimada (Figuras 5.12, 5.13). Essas manchas são mais evidentes na recuperação da suscetibilidade do que no ajuste da anomalia de campo total, indicando qu estas não prejudicam o ajuste dos dados. Nas soluções com positividade, o efeito de borda tende a ser mais pronunciado, possivelmente porque o método NNLS (Figuras 5.12, 5.13), ao restringir os valores a zero ou acima, realça concentrações positivas espúrias nas regiões mal amostradas. Sem a imposição de positividade, essas manchas são parcialmente mitigadas, embora artefatos de outra natureza (estrias, oscilações) possam surgir em seu lugar.

Os Testes IV e V evidenciam que uma malha de aquisição irregular, como a do levantamento COLMEIA, não inviabiliza a inversão. A metodologia funciona adequadamente, desde que haja densidade observacional suficiente sobre as regiões onde

se concentram as fontes de interesse. A principal limitação revelada por esses testes não está na batimetria, nem na irregularidade da malha em si, mas na ausência de observações em torno de determinadas fontes, o que impõe uma assimetria ao problema inverso: fontes bem cobertas por dados são recuperadas com fidelidade; fontes fora do alcance dos dados ficam essencialmente invisíveis ao processo de estimação.

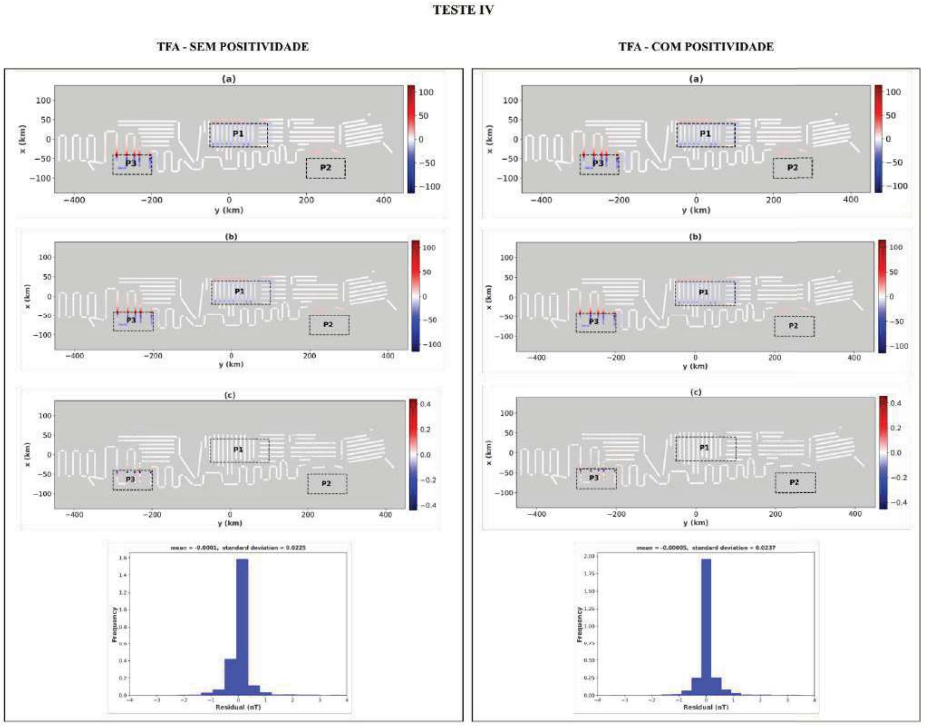


Figura 5.10: **Teste sintético IV com os dados de Anomalia de campo total (TFA) sem e com positividade** - (a) Anomalia de campo total simulada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b), Histograma dos resíduos. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividido o resultado pelo respectivo desvio padrão.

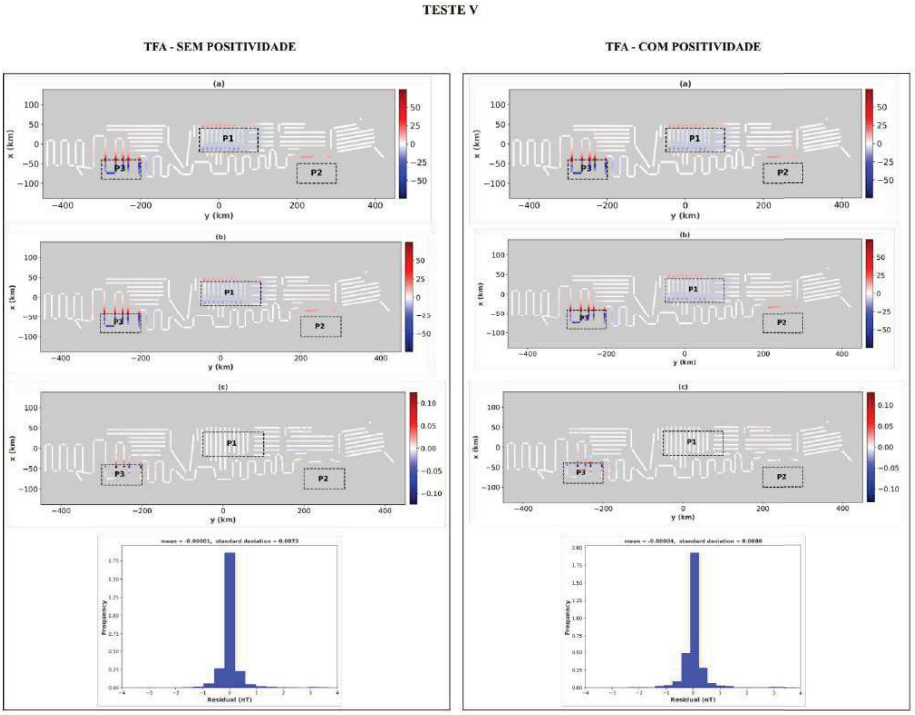


Figura 5.11: **Teste sintético V com os dados de Anomalia de campo total (TFA) sem e com positividade** - (a) Anomalia de campo total simulada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b), Histograma dos resíduos. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividido o resultado pelo respectivo desvio padrão.

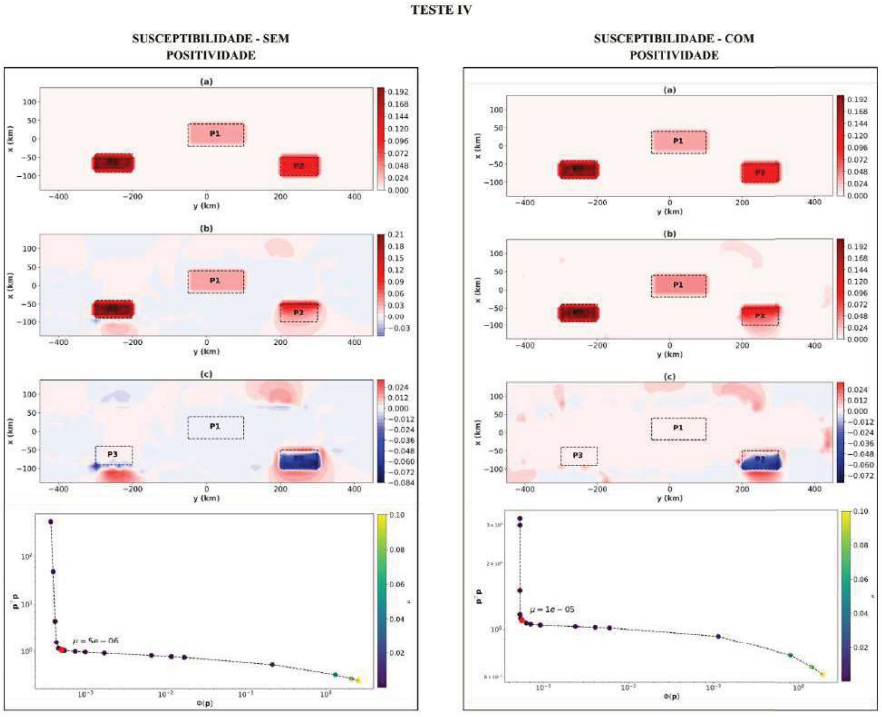


Figura 5.12: **Teste sintético IV com os dados de distribuição de suscetibilidade magnética com e sem positividade** - (a) susceptibilidade magnética simulada; (b) susceptibilidade magnética estimada com positividade; (c) Resíduos entre (a) e (b); Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo.

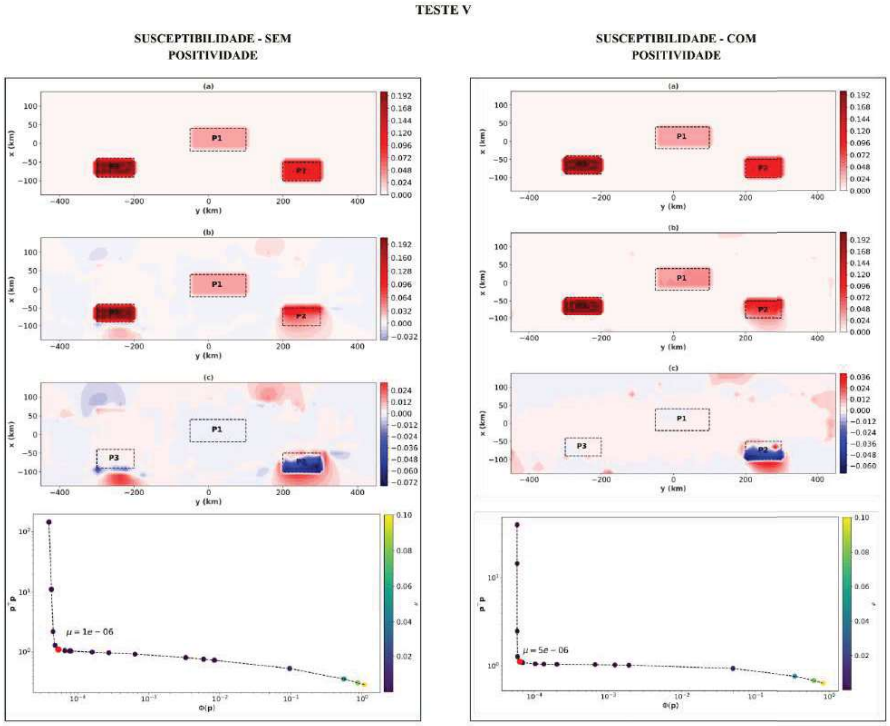


Figura 5.13: **Teste sintético V com os dados de distribuição de suscetibilidade magnética com e sem positividade** - (a) susceptibilidade magnética simulada; (b) susceptibilidade magnética estimada com positividade; (c) Resíduos entre (a) e (b); Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo.

5.4.2 Distribuição de dados - NCEI + COLMEIA

Nos Testes VI e VII há um volume maior de dados. O número de observações salta de 1529 (apenas COLMEIA) para 6730, com a incorporação conjunta das linhas do NCEI e do COLMEIA. As linhas do NCEI expandem a cobertura espacial do modelo, alcançando setores que nos Testes IV e V permaneciam desprovidos de informação. A diferença interna entre os dois testes permanece associada à geometria do topo: constante a -2000 m no Teste VI (Modelo D - Figura 5.14) e variável, acompanhando a batimetria do fundo oceânico, no Teste VII (Modelo E - Figura 5.15).

A distribuição de suscetibilidade magnética das fontes P1, P2 e P3 é, respectivamente, 0.04, 0.1 e 0.2, e fora das fontes tem valor zero e magnetização total puramente induzida, conforme descrito pela Equação Eq.4.23.

O modelo D (Figura 5.14) é composto por linhas com pontos de observação dispostos de forma irregular, seguindo o padrão das linhas do NCEI e COLMEIA, e estão na altitude geométrica h = 0 m, simulando a superfície do mar. A Figura 5.14 apresenta as regiões P1, P2 e P3, que simulam fontes magnéticas com diferentes suscetibilidades magnéticas. Essas regiões, assim como toda camada de prismas, possuem o topo em -2000 m (altitude geométrica constante), representando a batimetria do fundo oceânico, e espessura igual a 500 m.

O modelo E (Figura 5.15) é composto por linhas com pontos de observação dispostos de forma irregular, seguindo o padrão das linhas do NCEI e COLMEIA. Na Figura 5.15, as regiões P1, P2 e P3, simulam corpos magnetizados com diferentes suscetibilidades magnéticas. Essas regiões, assim como toda camada de prismas, possuem o topo em uma altitude geométrica variável, representando a batimetria do fundo oceânico, e espessura igual a 500 m.

Além da ampliação da cobertura espacial, o presente conjunto de testes introduz uma nova complexidade: a variação temporal do campo geomagnético principal. Como os dados do NCEI foram adquiridos em diferentes anos, cada levantamento possui um IGRF específico, com valores próprios de inclinação, declinação e intensidade (Figuras B.4, B.3, B.5), diferentes daqueles do COLMEIA (2013).

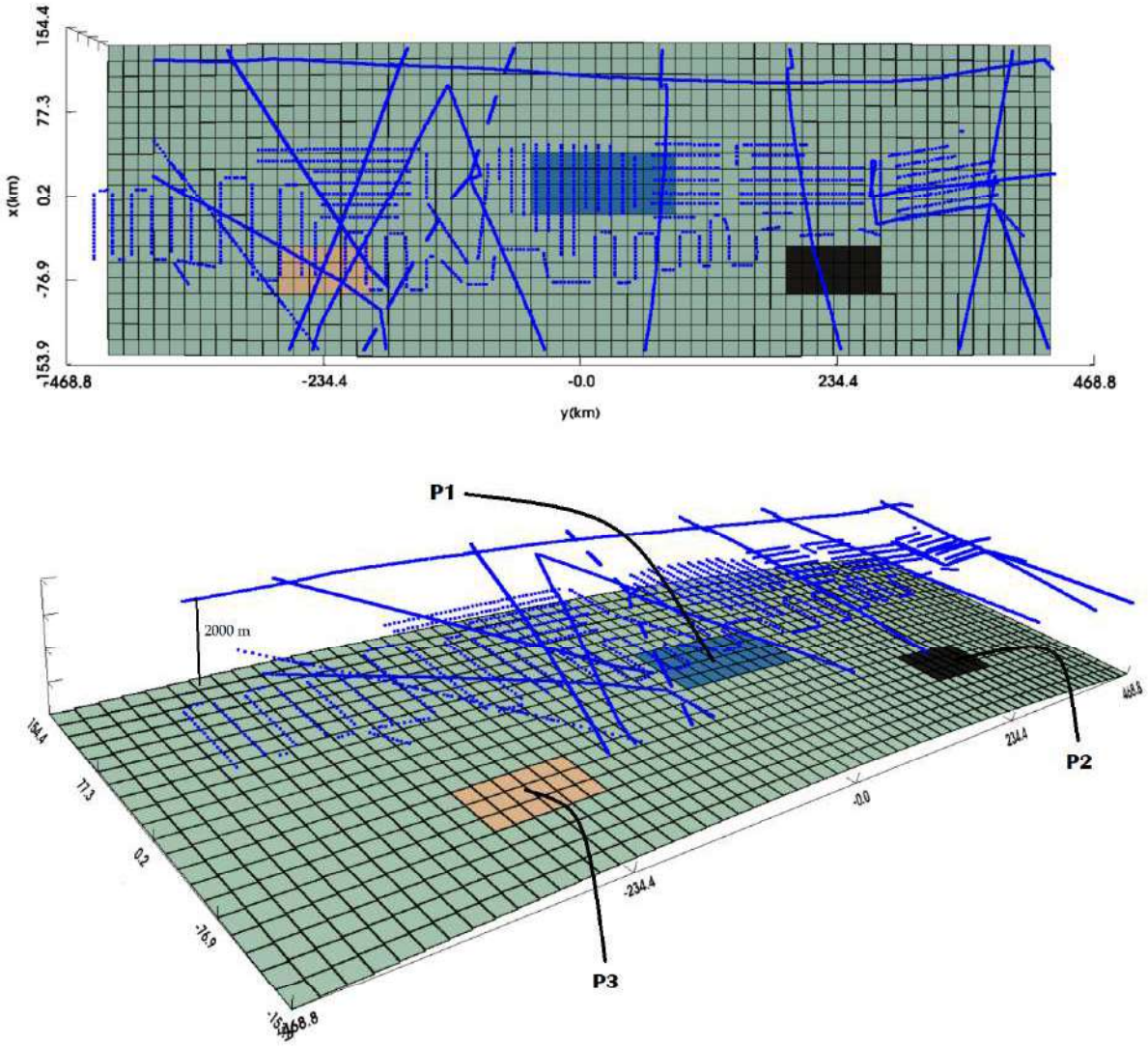


Figura 5.14: Modelo D : P1, P2, P3 são regiões no *grid* de prismas com suscetibilidade magnética de 0.04, 0.1, 0.2 respectivamente. Fora das fontes tem valor zero (prismas em verde). A anomalia de campo total simulada foi calculada nos pontos de observações indicadas pelos pontos azuis.

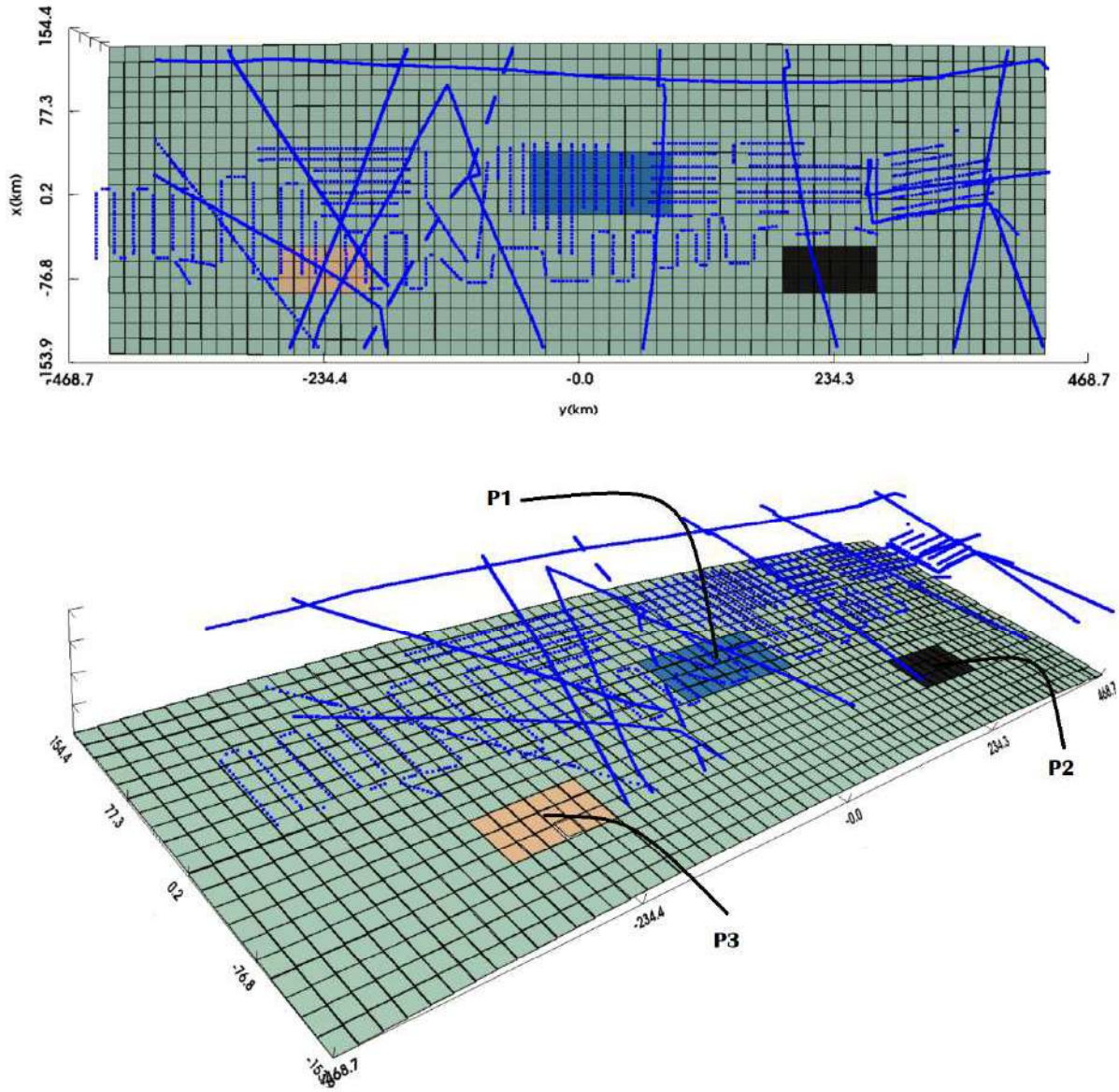


Figura 5.15: Modelo E : P1, P2, P3 são regiões no *grid* de prismas com suscetibilidade magnética de 0.04, 0.1, 0.2 respectivamente. Fora das fontes tem valor zero (prismas em verde). A anomalia de campo total simulada foi calculada nos pontos de observações indicadas pelos pontos azuis.

A cobertura ampliada melhorou a delimitação global das fontes . As fontes P1 e P3 passaram a apresentar contornos laterais mais definidos e resíduos mais baixos, enquanto P2 exibiu uma melhora visual discreta na delimitação horizontal, sobretudo no Teste VII (Figura 5.21). A qualidade do ajuste da anomalia de campo total (figuras 5.16, 5.17, 5.19,5.20) confirmou que a metodologia incorporou adequadamente a variação do IGRF entre as diferentes linhas, sem introduzir artefatos graves.

A recuperação de susceptibilidade magnética P2 permaneceu insatisfatória em termos quantitativos (Figuras 5.20). Os resíduos na região dessa fonte continuaram elevados, e sua delimitação não atingiu a fidelidade obtida para P1 e P3. Situada fora ou na borda do alcance efetivo das linhas disponíveis, a fonte P2 permanece em uma zona onde a inversão carece de restrições locais para guiar a estimativa.

O efeito de borda nas regiões periféricas do *grid* surgiu com maior clareza do que nos testes anteriores, sobretudo na borda superior esquerda do modelo (Figuras 5.18 e 5.21) dos dados com positividade. Esse comportamento foi consistente independentemente de a batimetria ser constante (Teste VI) ou variável (Teste VII) e que a provável causa , é a esparsidade local dos dados. Com positividade, a inversão tendeu a realçar manchas positivas espúrias nessas regiões; sem positividade, parte desse realce foi mitigada.

Esse grupo de testes reforça uma premissa importante para a aplicação a dados reais: a ampliação da cobertura melhora as estimativas apenas quando a informação adicional está distribuída de forma equilibrada. Em outras palavras, aumentar o volume de dados é necessário, mas não suficiente. O que realmente controla a qualidade dos resultados é a combinação entre maior amostragem e uma distribuição espacial mais homogênea das observações.

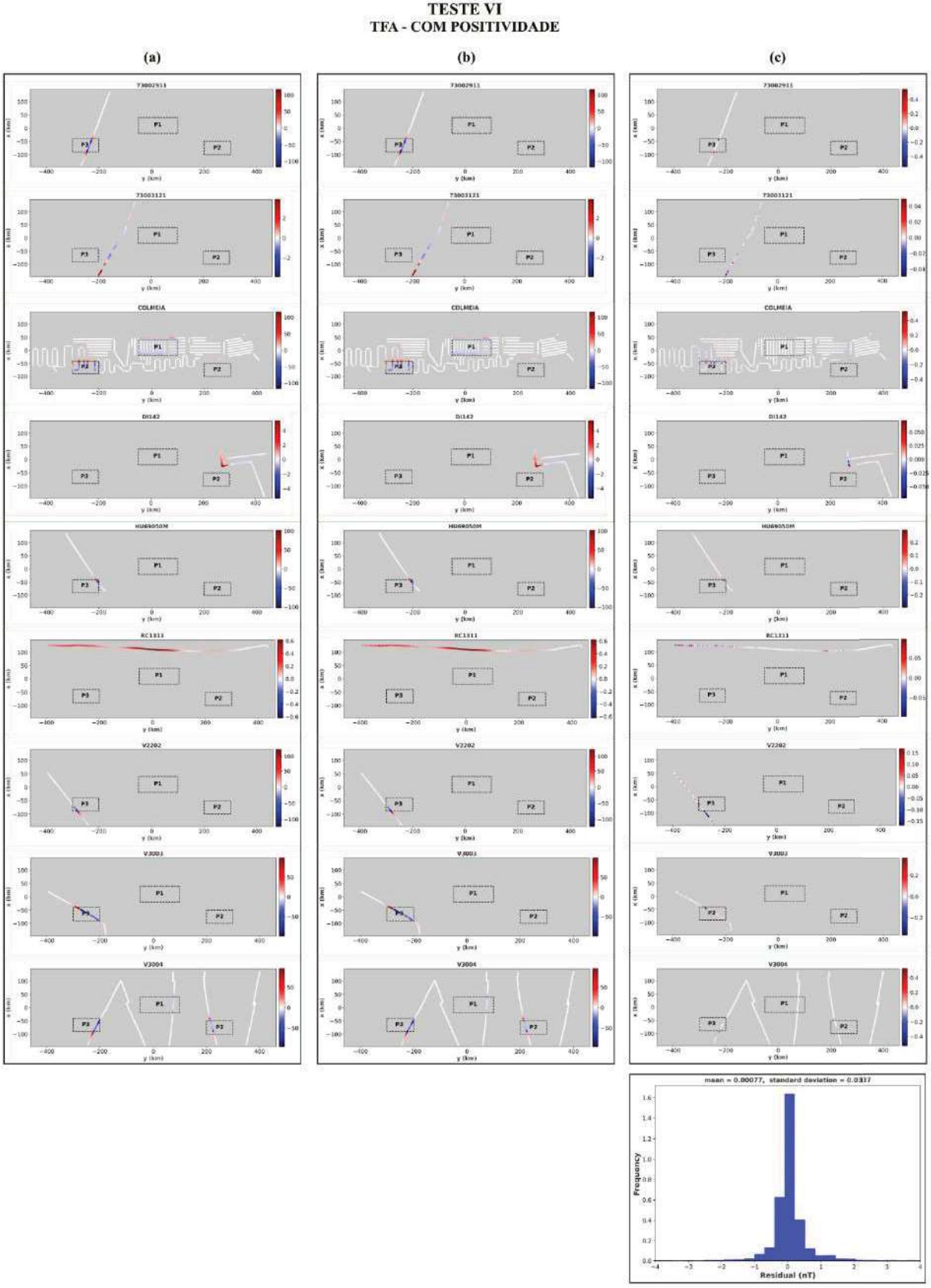


Figura 5.16: **Teste sintético VI com os dados de Anomalia de campo total (TFA) com positividade** - (a) Anomalia de campo total simulada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b), Histograma dos resíduos. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividindo o resultado pelo respectivo desvio padrão.

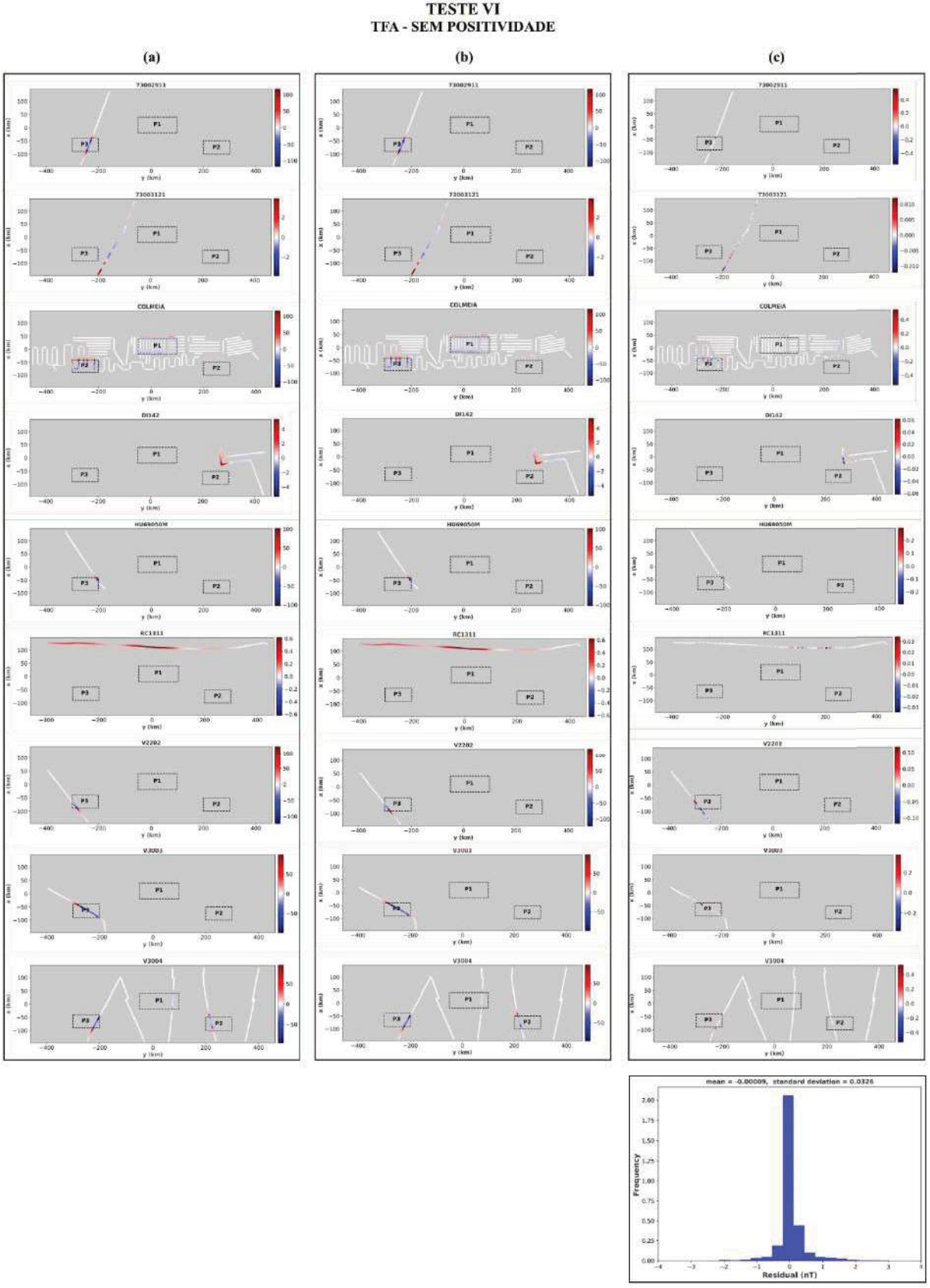


Figura 5.17: **Teste sintético VI com os dados de Anomalia de campo total (TFA) sem positividade** - (a) Anomalia de campo total simulada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b), Histograma dos resíduos. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividindo o resultado pelo respectivo desvio padrão.

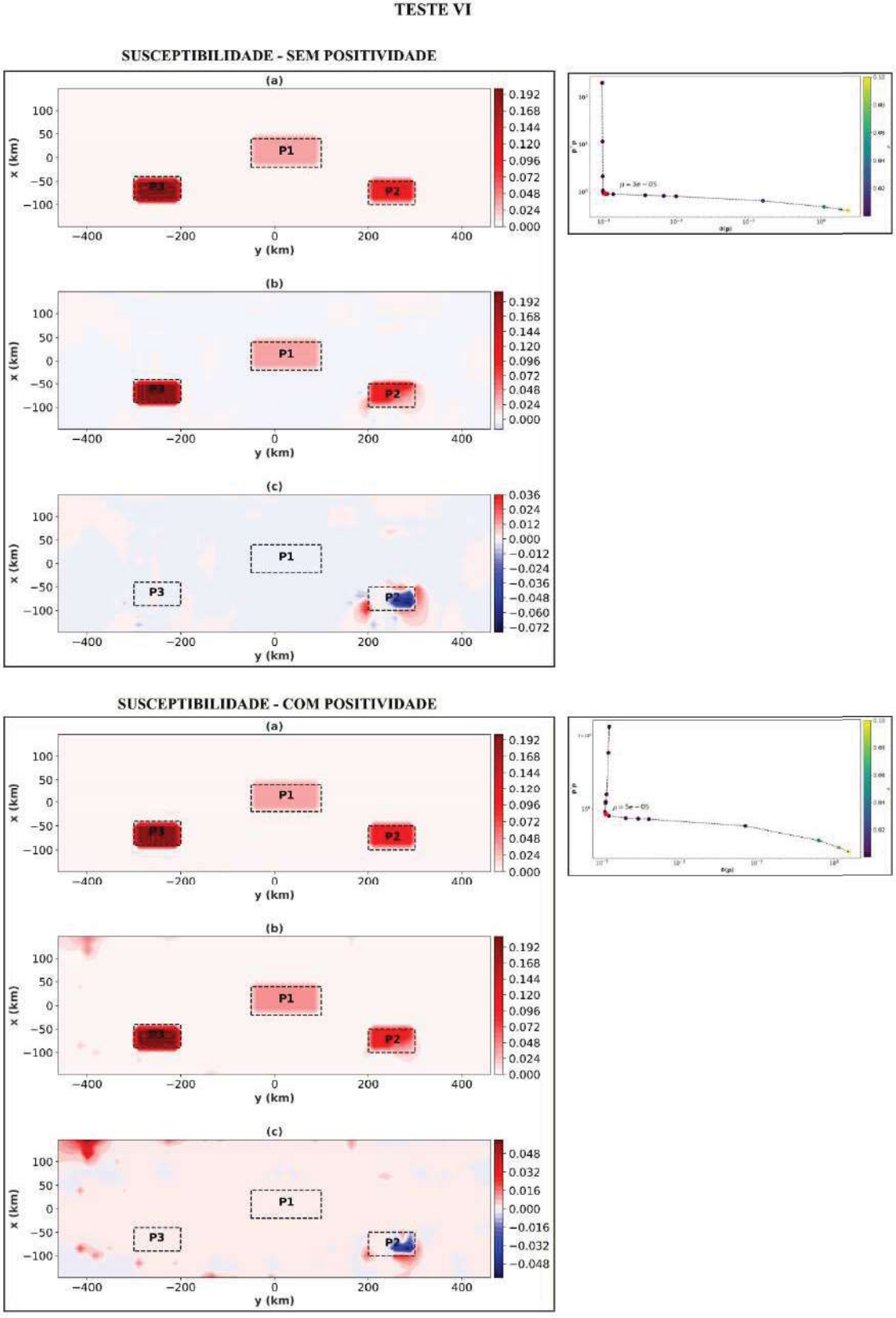


Figura 5.18: **Teste sintético VI com os dados de distribuição de susceti-bilidade magnética com e sem positividade** - (a) suscetibilidade magnética simulada; (b) suscetibilidade magnética estimada com positividade; (c) Resíduos entre (a) e (b); Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo.

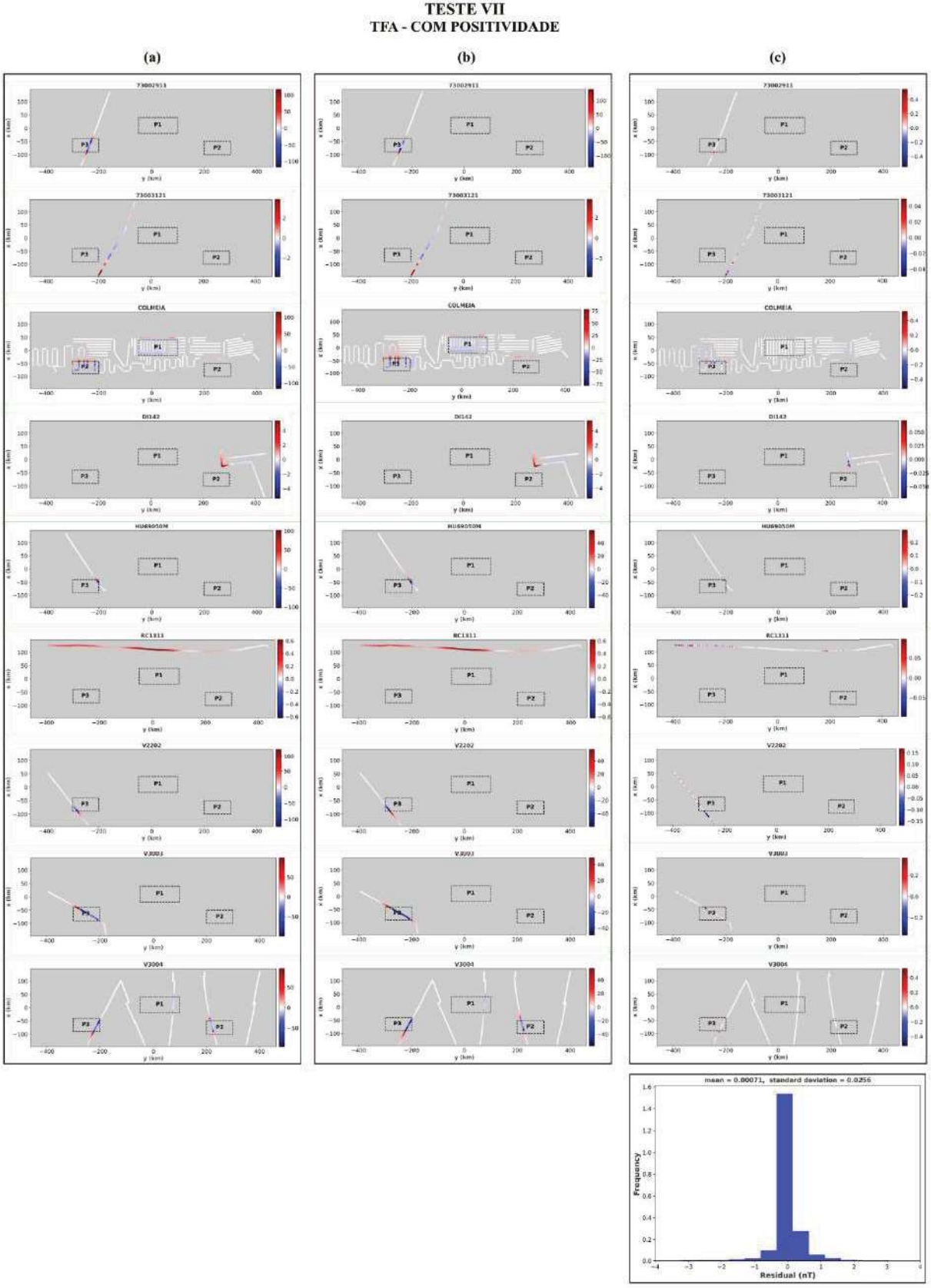


Figura 5.19: **Teste sintético VII com os dados de Anomalia de campo total (TFA) com positividade** - (a) Anomalia de campo total simulada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b), Histograma dos resíduos. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividindo o resultado pelo respectivo desvio padrão.

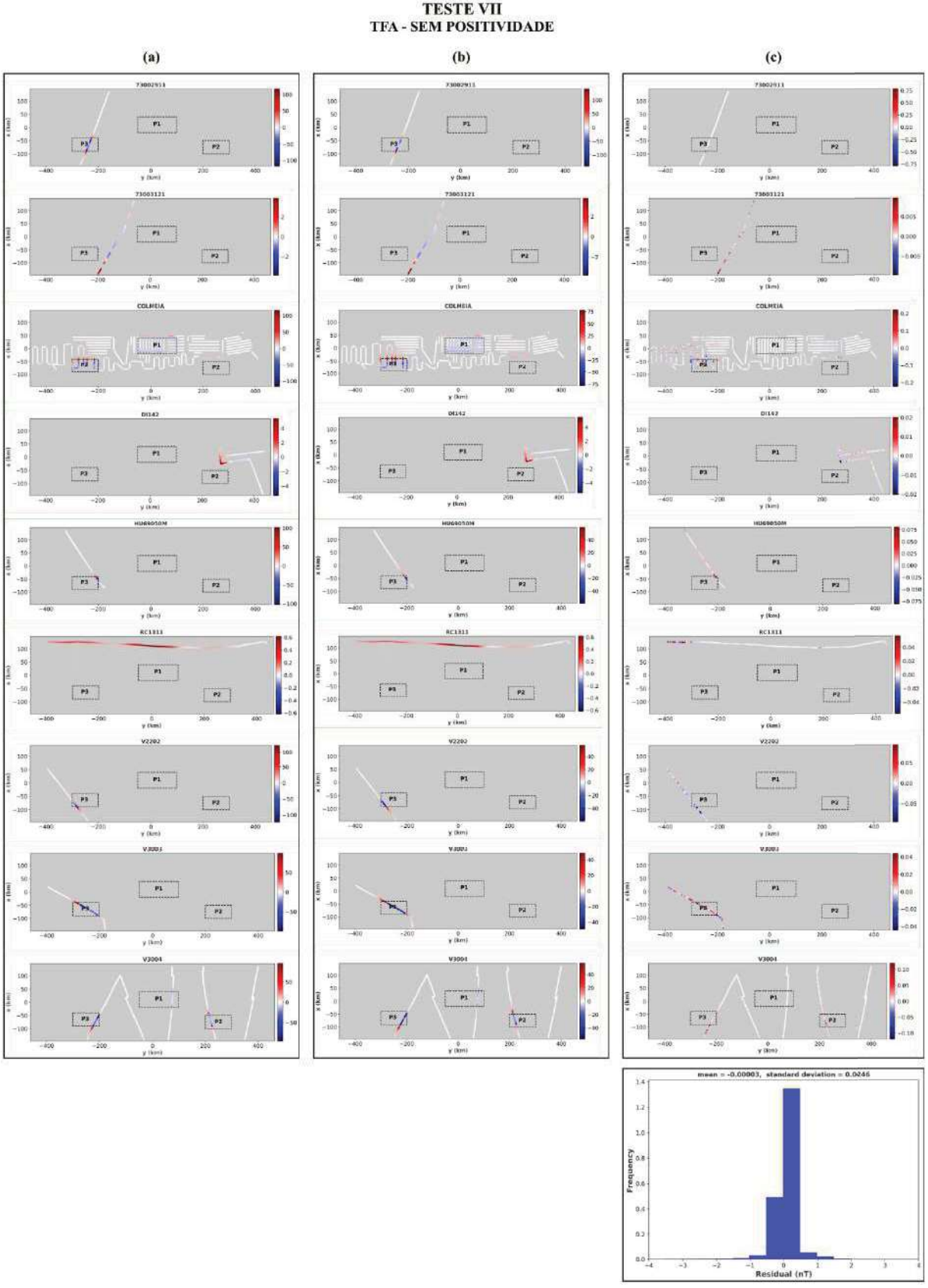


Figura 5.20: **Teste sintéticos VII com os dado de Anomalia de campo total (TFA) sem positividade** - (a) Anomalia de campo total simulada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b), Histograma dos resíduos. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividindo o resultado pelo respectivo desvio padrão.

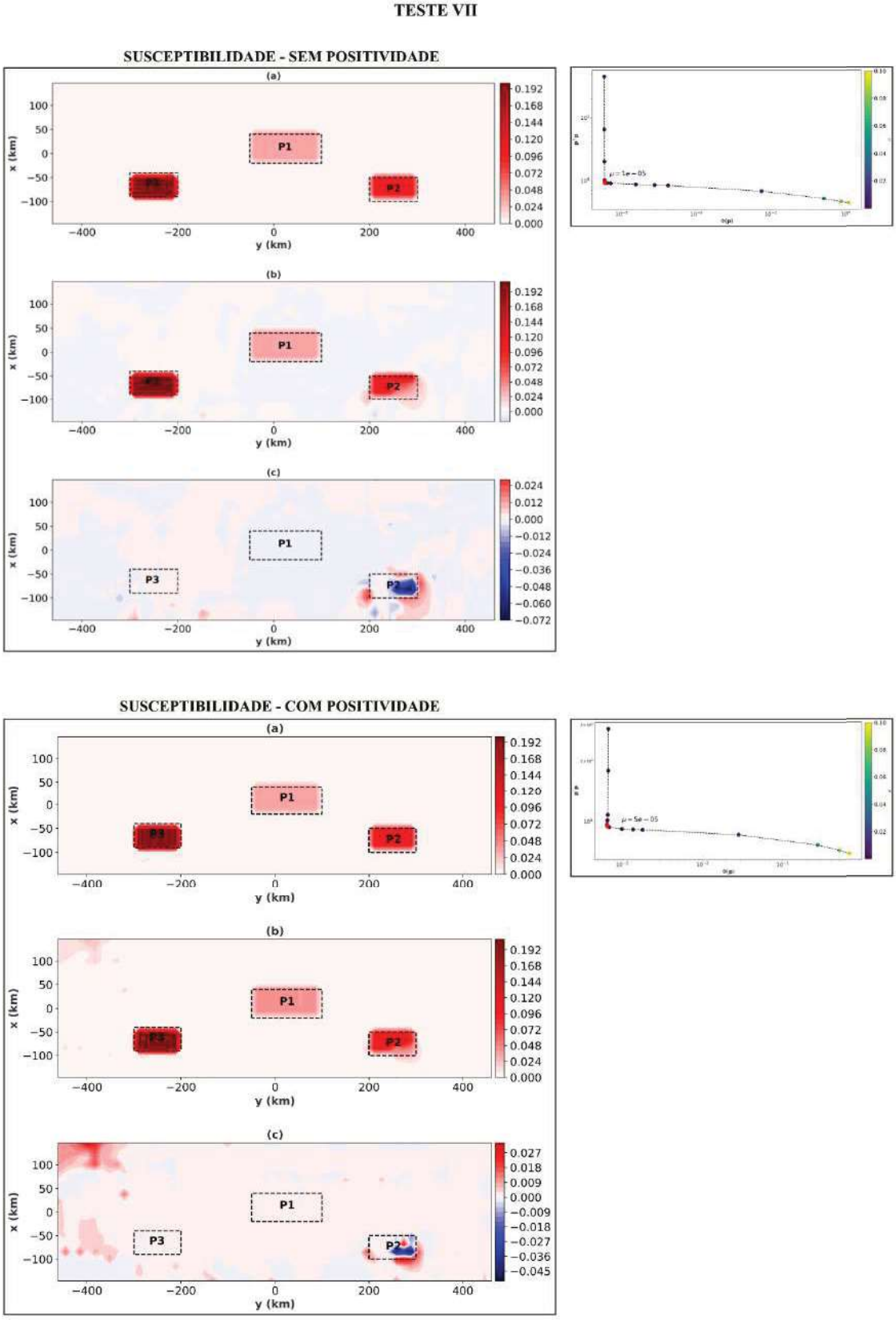


Figura 5.21: **Teste sintético VII com os dados de distribuição de suscetibilidade magnética com e sem positividade** - (a) suscetibilidade magnética simulada; (b) suscetibilidade magnética estimada com positividade; (c) Resíduos entre (a) e (b); Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo.

5.5 Grupo III - Influência de um cenário mais complexo

O modelo F (Figura 5.22) é o cenário sintético mais próximo das condições reais da Zona de Falhas Transformantes de São Paulo. Os pontos de observação seguem a distribuição irregular dos levantamentos NCEI e COLMEIA (Figura 3.1), e as sete fontes magnéticas (P1 a P7) possuem topo e base variáveis, acompanhando a batimetria oceânica e a modelagem de espessura crustal de MAIA *et al.* (2023).

- **Parâmetros de escolha para os valores de suscetibilidade magnética.**

Os valores adotados foram embasados na compilação de OUFI *et al.* (2002) e SZITKAR *et al.* (2014), que analisou susceptibilidade magnética (K) e Magnetização Remanente Natural (MRN) em 245 amostras de peridotitos serpentinizados e basaltos de sítios DSDP/ODP na Dorsal Meso-Atlântica. O valor de 0,09 SI atribuído a P2 é consistente com os dados para peridotitos altamente serpentinizados (superior a 75%) nos sítios 920 e 895 (OUFI *et al.*, 2002), e encontra respaldo em trabalhos posteriores: FUJII *et al.* (2016) obtiveram susceptibilidades de magnitude similar em amostras do Yokoniwa Rise com serpentinização superior a 90%, e ZHANG *et al.* (2025) documentaram comportamento análogo em peridotitos da Planície Abissal da Ibéria. Para as fontes basálticas (P1, P3 a P7), os valores adotados (0,015 a 0,023 SI) situam-se na faixa característica de basaltos oceânicos frescos a moderadamente alterados (FOX e OPDYKE, 1973; WANG *et al.*, 2021). A Tabela 5.2 resume os valores de susceptibilidade atribuídos a cada fonte.

	P1	**P2**	**P3**	**P4**	**P5**	**P6**	**P7**
Peridotitos Serpentinizados	-	0.09	-	-		-	-
Basalto	0.015	-	0.022	0.021	0.023	0.015	0.015

Tabela 5.2: Valores de suscetibilidade magnética para os prismas P1, P2, P3, P4, P5, P6 e P7.

Para o campo geomagnético principal, a referência são os anos correspondentes aos levantamentos de COLMEIA e NCEI mostradas nas Figuras B.3, B.4, B.5.

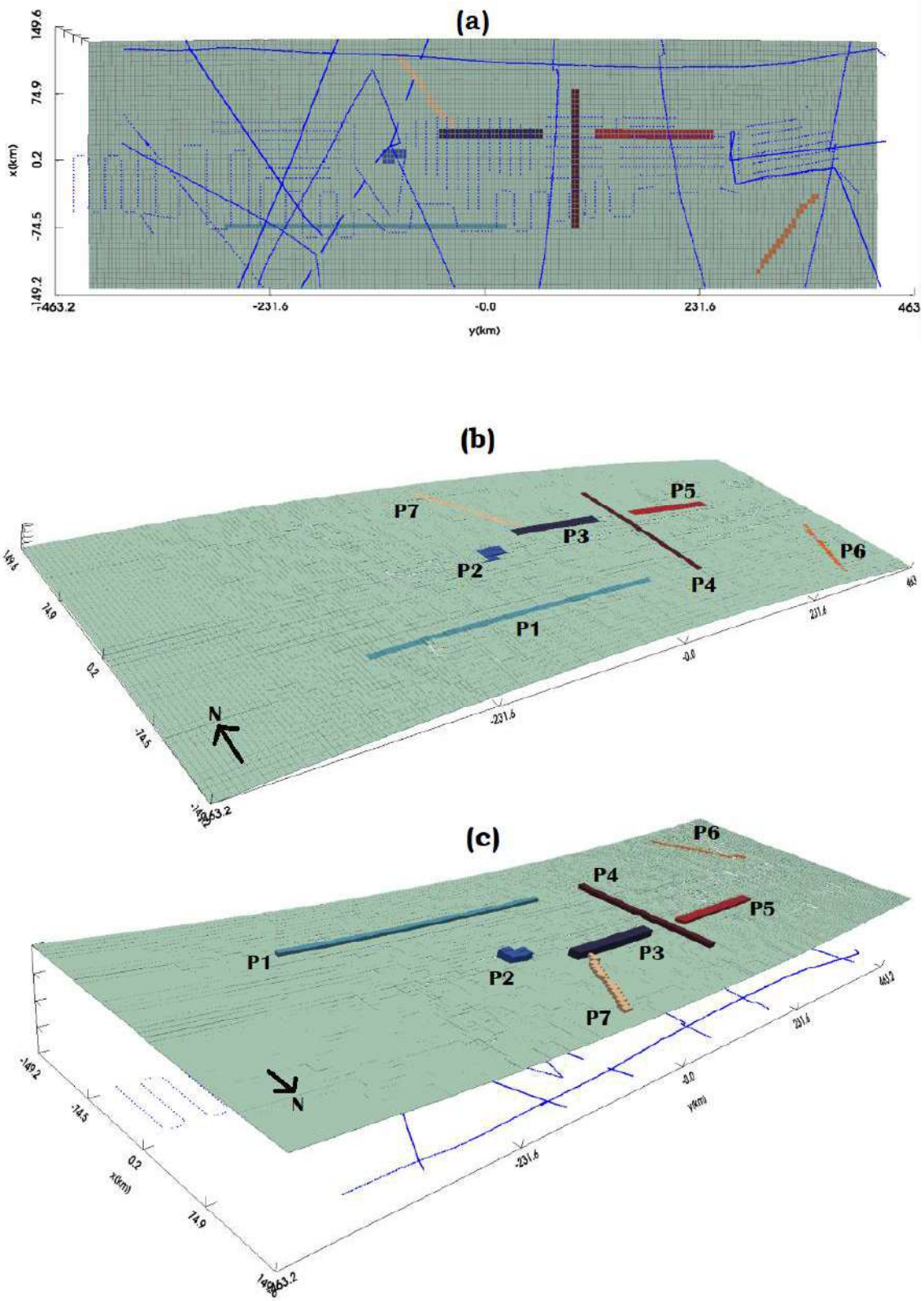


Figura 5.22: a) Distribuição dos pontos de observação em relação fontes magnéticas; b) Fontes magnéticas com suas respectivas suscetibilidades magnéticas: P1 = 0.015, P2 = 0.09, P3 = 0.022, P4 = 0.021, P5 = 0.023, P6 = 0.015, P7 = 0.015; c) Figura b invertida para ilustrar as configurações das bases distintas de: P1 = 4500 m, P2= 8500 m, P3=8500 m, P4 = 5500 m, P5 = 4500 m, P6 = 1500 m e P7 = 4500 m.

No Teste VIII-A, que utilizou toda a cobertura NCEI + COLMEIA, a inversão passou a responder fortemente à heterogeneidade do conjunto de dados. A fonte P2, associada ao maior contraste de susceptibilidade do modelo (0,09 SI, representando peridotito serpentinizado), dominou o resultado (Figura 5.23). As linhas de levantamento que cruzam essa região (COLMEIA, 73003121 e V3004) registraram anomalias de campo total significativamente mais intensas que as demais (ver figuras do apêndice C - teste VIII-A), levando o algoritmo a concentrar susceptibilidade em torno de P2 e a atenuar a expressão das fontes basálticas vizinhas. Esse comportamento sugere que, a inversão tende a priorizar o ajuste dessas observações em detrimento das regiões de sinal mais fraco. O resultado é uma estimativa de susceptibilidade que, embora ajuste razoavelmente a anomalia de campo total nas proximidades de P2, perde resolução nas demais fontes.

Além disso, a geometria heterogênea das linhas de aquisição fez com que parte do padrão recuperado acompanhasse o traçado dos levantamentos, em vez de refletir exclusivamente a distribuição real das fontes. Esse efeito da aquisição é particularmente relevante para a aplicação a dados reais, onde a configuração das linhas de cruzeiro raramente é otimizada para a inversão.

No Teste VIII-B, ao restringir a análise aos dados COLMEIA, a distribuição das observações tornou-se mais homogênea ao redor das fontes (Figura 5.24). Mesmo com um número consideravelmente menor de pontos de observação, os resíduos (ver figuras do apêndice C - teste VIII-A e VIII-B) caíram de forma expressiva (média de 0,0005 nT contra 0,085 nT no VIII-A com positividade) e a estimativa de susceptibilidade reproduziu com maior fidelidade a configuração de propriedades físicas do modelo. As fontes P2 e P3 foram identificadas de maneira robusta, e P2, em particular, foi detectada mesmo sem estar diretamente sob nenhum ponto de observação, o que demonstra que uma cobertura bem distribuída permite ao algoritmo explorar a influência lateral das fontes sobre os pontos vizinhos. Por outro lado, as fontes P6 e P7, fora do alcance da linha COLMEIA, não foram recuperadas, confirmando que a homogeneidade da cobertura não elimina a necessidade de alcance espacial adequado.

A comparação entre os Testes VIII-A e VIII-B evidencia duas implicações centrais para a interpretação de dados reais. A primeira é que fontes altamente magnetizadas tendem a dominar a inversão quando coexistem com fontes de contraste mais fraco. Em termos práticos, isso significa que a presença de estruturas como o ASPSP, com possível susceptibilidade uma ordem de grandeza superior à das rochas basálticas circundantes, pode mascarar a delimitação de fontes menos intensas na estimativa da inversão.

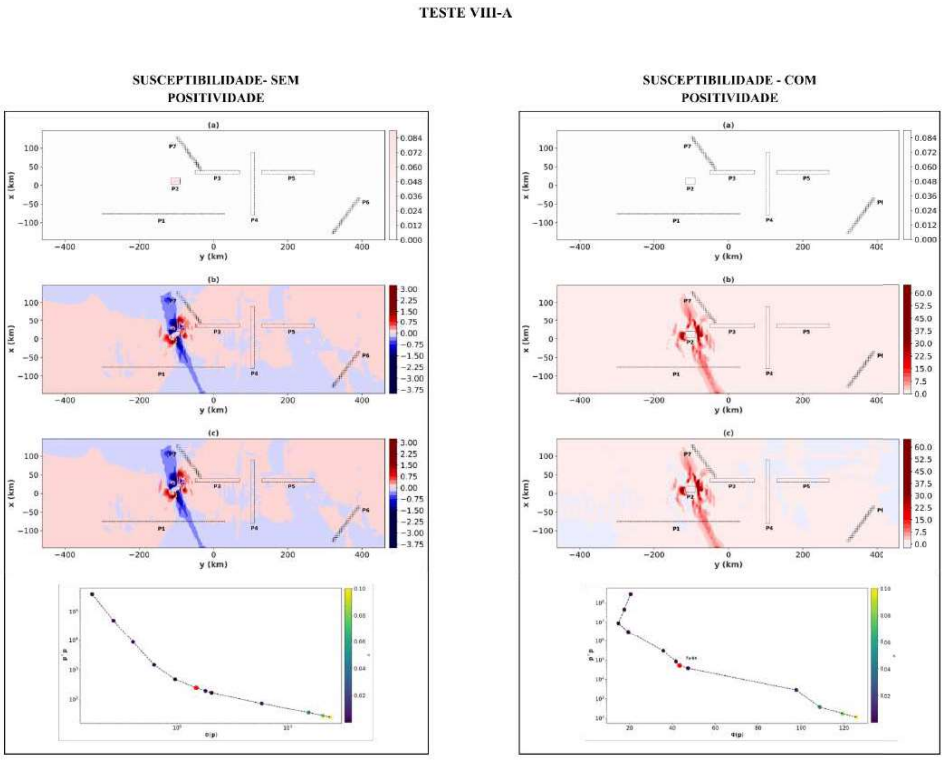


Figura 5.23: **Teste sintético VIII-A com os dados de distribuição de suscetibilidade magnética com e sem positividade -** (a) suscetibilidade magnética simulada; (b) suscetibilidade magnética estimada com positividade; (c) Resíduos entre (a) e (b); Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo.

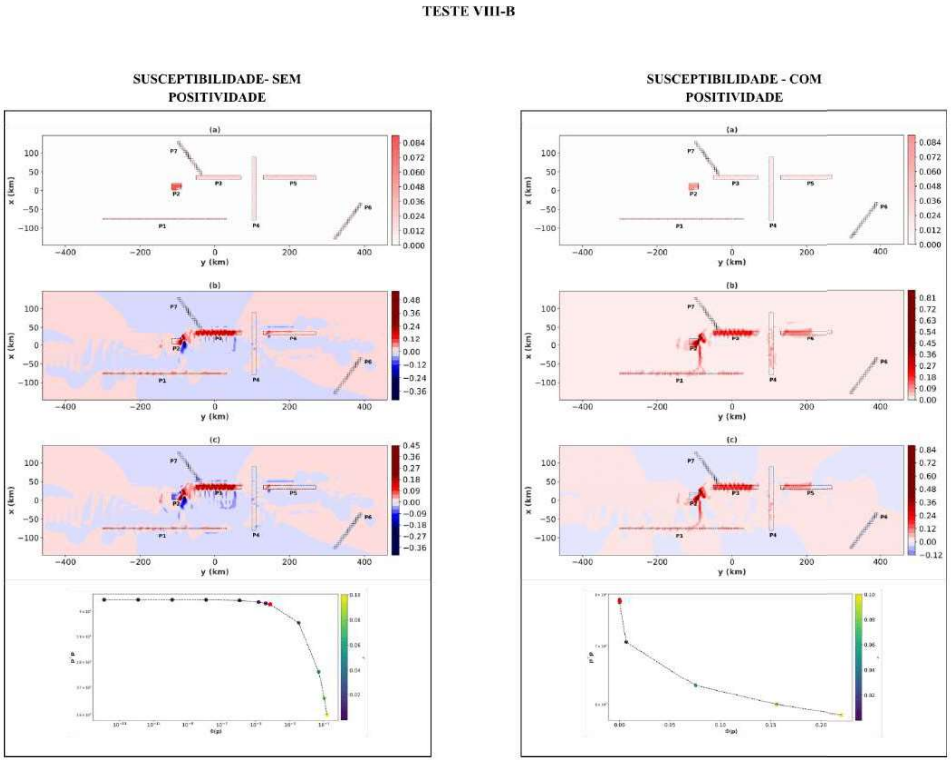


Figura 5.24: **Teste sintético VIII-B com os dados de distribuição de suscetibilidade magnética com e sem positividade** - (a) suscetibilidade magnética simulada; (b) suscetibilidade magnética estimada com positividade; (c) Resíduos entre (a) e (b); Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo.

5.6 Síntese sobre os resultados dos testes sintéticos

Os resultados dos testes sintéticos permitiram reunir um conjunto de achados metodológicos relevantes para a aplicação da inversão a dados reais. Esses achados se manifestaram de forma recorrente ao longo de toda a progressão dos testes, desde as configurações mais simples até as mais complexas, o que reforça sua robustez e generalidade.

1. **Achado 1 - Positividade como estabilizador**. Em todos os grupos de testes, a imposição de positividade melhorou a coerência geológica das soluções, reduzindo a ocorrência de estrias e manchas artificiais. Mesmo quando o ajuste numérico sem positividade foi ligeiramente melhor, a imagem invertida tornou-se mais suscetível a artefatos.

2. **Achado 2 - Remanência compromete a delimitação.** O Teste III demonstrou que a hipótese de magnetização puramente induzida pode ser inadequada em certos contextos. Quando há remanência significativa, a metodologia perde poder de localização e pode criar anomalias aparentes fora das fontes.

3. **Achado 3 - Efeito de borda em coberturas esparsas.** Os testes com maior extensão espacial de dados evidenciaram artefatos periféricos associados à baixa densidade observacional nas extremidades do modelo. Esses efeitos devem ser avaliados criticamente antes de qualquer inferência geológica em regiões marginais.

4. **Achado 4 - Contraste de intensidade de magnetização das fontes é mais determinante para a qualidade dos dados do que a distribuição dos dados** No Grupo II, a distribuição homogênea das observações mostrou-se mais determinante para a qualidade da inversão do que o volume total de dados: fontes bem cobertas foram recuperadas com fidelidade independentemente da magnitude de sua suscetibilidade, enquanto fontes fora do alcance da malha permaneceram invisíveis ao processo de estimação. No Grupo III, porém, o contraste de quase uma ordem de grandeza entre a fonte P2 (peridotito serpentinizado, 0,09 SI) e as fontes basálticas vizinhas revelou um segundo mecanismo de degradação: fontes altamente magnetizadas capturam o algoritmo e atenuam a expressão relativa das demais, mesmo quando a cobertura local é razoável. Logo

5.7 Aplicação a dados reais

A metodologia, desenvolvida e validada nos testes sintéticos anteriores, será agora aplicada ao Sistema de Falhas Transformantes de São Paulo (SFTSP). O objetivo central dessa aplicação é realizar uma caracterização detalhada das estruturas magnéticas presentes na região, buscando identificar e delimitar as possíveis fontes magnéticas que controlam a variação do campo magnético dentro da área de estudo. E baseado nos resultados obtidos nos testes sintéticos, a aplicação a dados reais será focada apenas na inversão com positividade.

A relevância geológica dessa aplicação está no fato de que o SFTSP é reconhecido como parte de um segmento anômalo da Dorsal Meso-Atlântica (DMA) (Fig.5.25), caracterizado por diversas fatores como :

- No segmento norte, onde se localiza o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP), MAIA et al. (2016) demonstraram, com base em batimetria de alta resolução, dados sísmicos e gravimétricos, que a falha transformante norte tem sido controlada por deformação compressiva desde aproximadamente 10 Ma. A transpressão de longa duração resultou da sobreposição de cristas *(ridge overlap)* devido à propagação do segmento norte da DMA no domínio transformante, induzindo a migração e segmentação da falha transformante e criando restraining stepovers. Esse processo gerou o soerguimento extremo do manto litosférico, formando as ilhotas de São Pedro e São Paulo como parte de uma zona de cisalhamento transpressiva de grande escala (200 km de comprimento por 30 km de largura).

- No segmento sul (ITRS 3), por outro lado, VINCENT et al. (2023) mostraram que o mecanismo dominante de exumação mantélica nos últimos 6 Ma é extensional, por meio de falhas de descolamento*(detachment faults)* formadoras de *Oceanic Core Complexes* (OCCs). Os flancos do segmento de crista axial revelam uma sucessão de estruturas exumadas por falhamento de descolamento, evoluindo de OCCs corrugados de longa duração para falhas de descolamento de curta duração que expõem crosta inferior e rochas mantélicas. VINCENT et al. (2023) interpretam essa mudança nos processos acrecionários como reflexo de uma diminuição progressiva no suprimento magmático.

A presente aplicação da metodologia de inversão complementa essas investigações ao fornecer informações sobre a distribuição lateral de suscetibilidade magnética aparente, propriedade diretamente relacionada à mineralogia magnética das fontes e, portanto, ao grau de serpentinização do manto exumado.

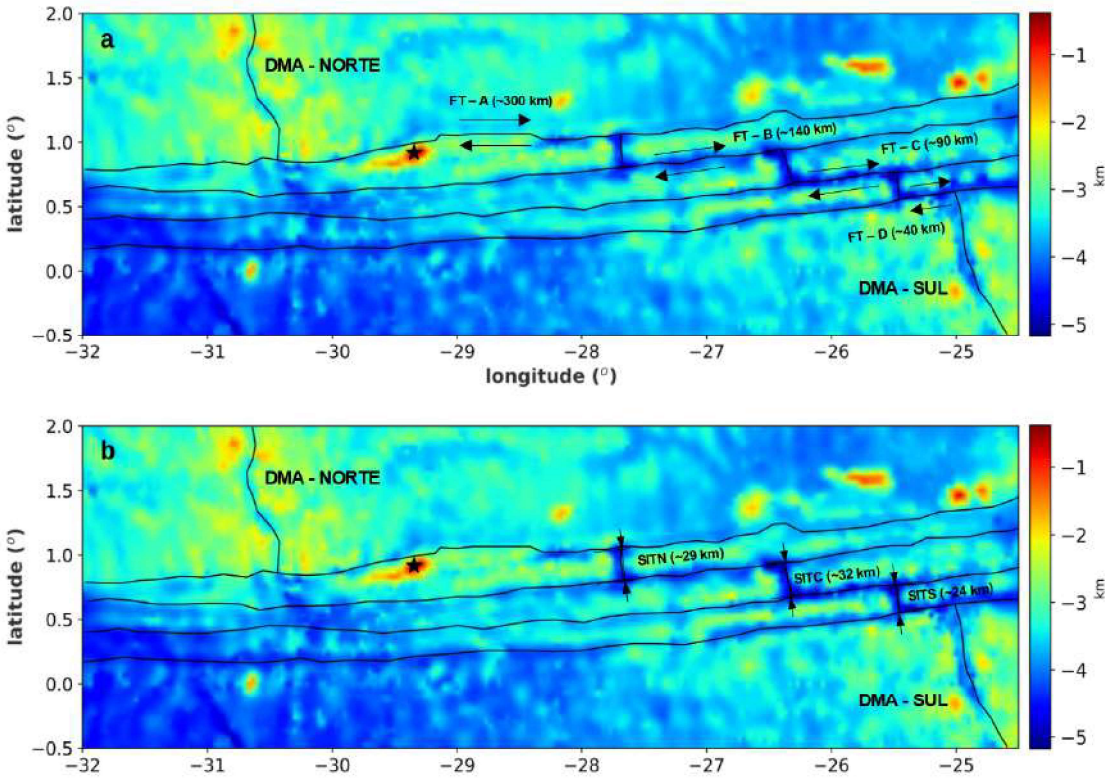


Figura 5.25: Batimetria da área de estudo. a) Indicação das 4 Falhas Transformantes (FT-A, FT-B, FT-C, FT-D) limitadas pela DMA norte e DMA sul; b) Indicação com os 3 Segmentos Intra-Transformante (SITN, SITC, SITS). A estrela preta marca a localização do ASPSP. Fonte: Modificado de MAIA *et al.* (2014, 2016); VINCENT *et al.* (2023).

5.7.1 Arquipélago de São Pedro e São Paulo - ASPSP

A maioria das ilhas oceânicas são formadas por rochas vulcânicas, sendo constituídas por basaltos, o arquipélago de Fernando de Noronha e a ilha de Trindade, são dois destes exemplos. Diferentemente, o ASPSP é constituído basicamente por peridotitos serpentinizados (Fig.5.26).

A figura 5.26 ilustra a área emersa total tem aproximadamente 1,7 ha, os pontos extremos ficam entre as rochas Erebus e Pillar, que é de 420 m. As ilhotas apresentam contornos sinuosos e irregulares e possuem fortes declives ($\leq 80°$). As ilhas Belmonte, Sudeste, Nordeste e Cabral envolvem uma pequena enseada com forma de "u", com a abertura virada para NW. Esta enseada possui cerca de 100 m de comprimento por 50 m de largura, com 8 a 15 m de profundidade. Essas ilhas encontram-se separadas por estreitos canais.

Em sua estrutura (Fig. 5.27), a parte imersa do ASPSP é dividido em dois flancos, ao longo da falha transformante, formando um *graben*, onde existem intrusões doleríticas e pequenos derrames basáltico. O flanco norte que é formado basicamente por milonito peridotítico serpentinizado, milonito peridotítico bandado

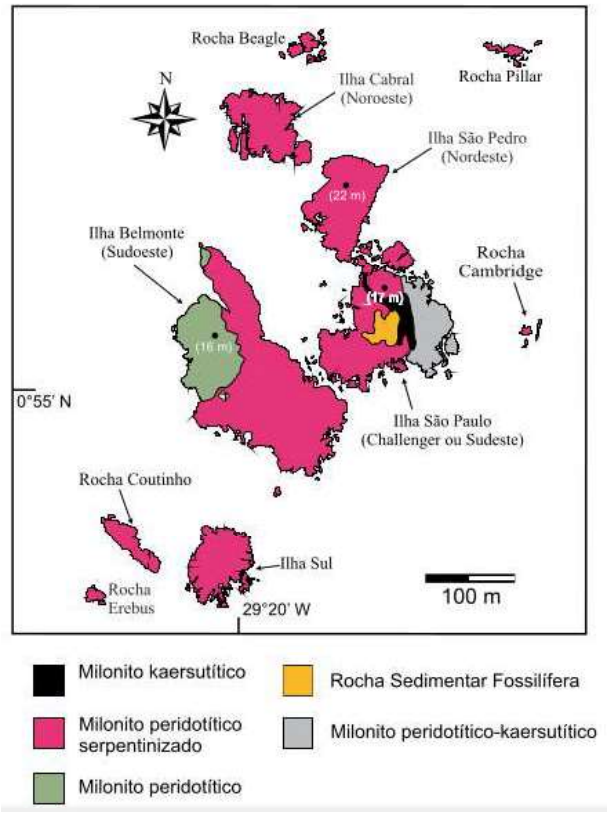


Figura 5.26: Mapa geológico da área emersa do arquipélago de São Pedro e São Paulo. Fonte: CAMPOS *et al.* (2005).

e serpentinizado, raras intrusões gabroicas e derrames basálticos e o flanco sul que é constituído por peridotito não deformado e serpentinizado, ocorrendo, alguns derrames basálticos e um capeamento de calcário endurecido (HEKINIAN *et al.*, 2000).

Considerando as características peculiares do ASPSP, tanto do ponto de vista geológico e mineralógico, como geoquímico, este oferece especial interesse à comunidade científica pelas informações que podemos obter sobre a natureza do manto superior terrestre. Adicionalmente, este arquipélago pode fornecer informações sobre os processos de quebra e de deriva dos continentes de Laurência, Gonduana, Pangeia e suas correlações com a abertura do oceano Atlântico. Geologicamente, o arquipélago demonstra ser bastante complexo, dada sua especificidade, e com isso diversas interpretações foram dadas quanto sua natureza, como nos trabalhos de BONATTI (1990); CAMPOS *et al.* (2005); HEKINIAN *et al.* (2000); MELSON *et al.* (1967); SICHEL *et al.* (2009).

5.7.2 Sistema de falhas transformantes de São Paulo - SFTSP

A área de estudo desta pesquisa se estende por todo o SFTSP (Fig.5.28), um ambiente geologicamente complexo e fascinante. Essa região apresenta uma série de falhas transformantes, que são importantes zonas de atividade sísmica e tectônica,

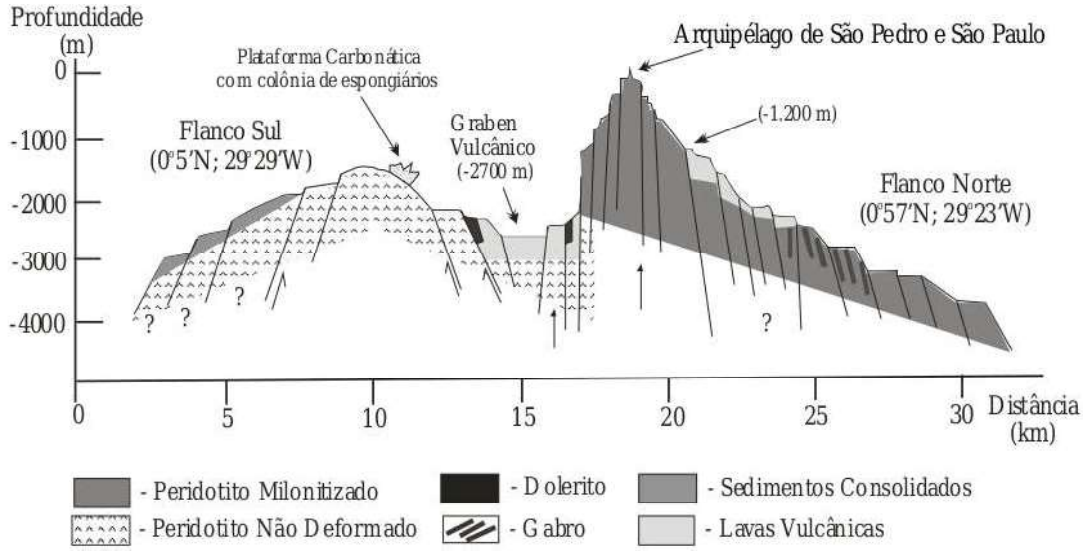


Figura 5.27: Croqui do perfil geológico interpretativo dos flancos Norte e Sul da cadeia transversal do Arquipélago de São Pedro e São Paulo, separados por uma falha transformante ativa de direção EW. Fonte: CAMPOS *et al.* (2005).

caracterizadas pelo movimento horizontal das placas tectônicas.

O SFTSP , é constituída por 4 falhas paralelas (MAIA *et al.*, 2014, 2016; VINCENT *et al.*, 2023)., aqui definidas como: i) Falha Transformante - A **(FT-A)** com 300 km de extensão ; ii) Falha Transformante - B **(FT-B)** com 140 km; iii) Falha Transformante - C **(FT-C)** com 90 km; iv) Falha Transformante - D **(FT-C)** com 40 km, de movimentação dextral com direção E-W, localizada em torno de 1°N que marca a separação da Placa Sul-Americana e Placa Africana (Fig.5.25a).

As quatro falhas transformantes, formam três Segmentos Intra-Transformantes (MAIA *et al.*, 2014, 2016; VINCENT *et al.*, 2023), com espessuras de aproximadamente 29 km, 32 km, 20 km, aqui definidas como, Segmento Intra-Transformantes Norte **(SITN)**, Segmento Intra-Transformantes Central **(SITC)** e Segmento Intra-Transformantes Sul **(SITS)**, respectivamente, de direção sul ao norte (Fig.5.25b).

Nesse sistema transformante, a diferença de idade entre as duas placas é em torno de 40 milhões de anos (HEKINIAN *et al.*, 2000), o que nos leva a uma velocidade de expansão da DMA, de aproximadamente 1,5 cm por ano, para um lado e 3,0 cm, considerando os dois lados.

Em mergulhos submersíveis, HEKINIAN *et al.* (2000) observou movimentos ativos de falhas e lavas almofadadas, com vidro vulcânicos ainda preservados, esse tipo de tectonismo é chamado de distensional ou expansão magmática. Pequenos sismos são registrados no arquipélago, no entanto, esse movimento é horizontal, logo tsunamis e basculamentos tectônicos no arquipélago são pouco prováveis.

A sistema de falhas transformantes de São Paulo é um laboratório natural valioso para estudos geológicos, geofísicos e geodésicos, permitindo a análise dos efeitos das

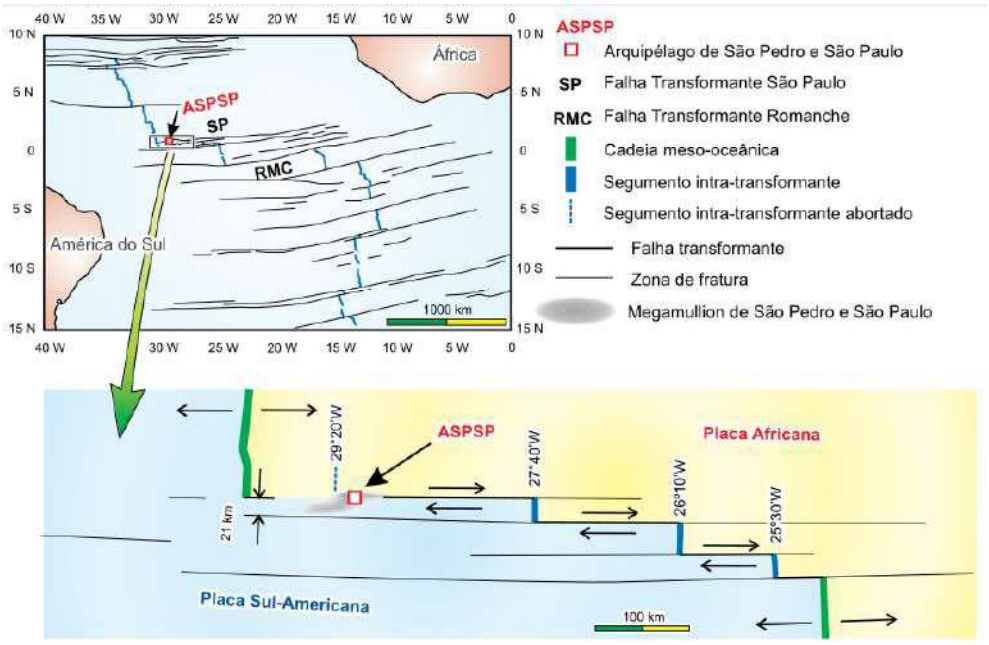


Figura 5.28: Sistema de falha transformante de São Paulo. Fonte: SICHEL *et al.* (2009).

forças tectônicas sobre a crosta terrestre e fornecendo *insights* importantes para a compreensão dos fenômenos geológicos na região.

5.7.3 Resultados com os dados NCEI e COLMEIA - com positividade

A análise inicial utilizou os dados magnéticos de todos os levantamentos NCEI e da expedição COLMEIA (Capítulo 3), empregando o mesmo campo geomagnético principal dos Testes VI e VII. A linha RC1311 foi excluída por problemas nos dados, totalizando oito levantamentos. O grid de inversão consiste em 10.000 prismas distribuídos com dimensão 50 x 200.

Dois aspectos importantes decorrem da diferença entre os períodos dos levantamentos. O primeiro é a ocorrência de variações seculares no campo geomagnético principal ao longo de aproximadamente 47 anos. Este aspecto, contudo, não constitui um problema fundamental, pois é possível calcular o campo principal para cada levantamento individualmente a partir do IGRF correspondente à sua época. O segundo aspecto, mais crítico, diz respeito à qualidade dos dados de posicionamento e magnéticos de cada levantamento. Possíveis erros de posicionamento e de medições magnéticas devem afetar os levantamentos de forma distinta. Uma possível estratégia para contornar esse problema seria atribuir pesos diferentes aos dados de cada levantamento. Contudo, a definição desses pesos por si só já seria um problema que excede os propósitos do presente trabalho. A seguir, apresentam-se os resultados obtidos com os dados dos levantamentos NCEI e COLMEIA.

O parâmetro de regularização ótimo para a solução com positividade foi μ = 1e-5 . A anomalia de campo total predita e os resíduos , definidos como a diferença entre dados observados (Figura 5.99) e preditos, apresentam distribuição aproximadamente normal , com média de -0,00109 nT e desvio padrão de 2,5122 nT (figuras 5.30, 5.29.)

O desvio padrão elevado e a concentração de altos valores de suscetibilidade aparente estimados ao longo das linhas dos levantamentos sugerem a necessidade de definir pesos diferentes para os dados de cada um dos levantamentos. Com base neste resultados, optei por aplicar o método proposto apenas aos dados da expedição COLMEIA.

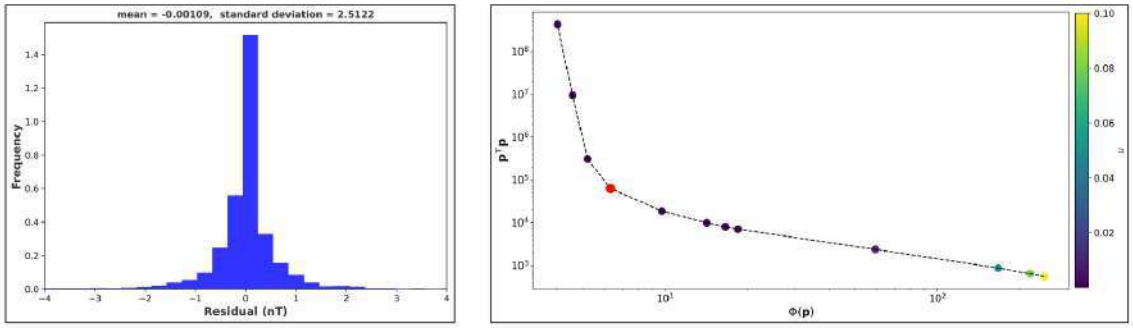


Figura 5.29: A esquerda - Histograma dos resíduos ; A direita - Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo, μ = 1e -5, em vermelho. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividindo o resultado pelo respectivo desvio padrão.

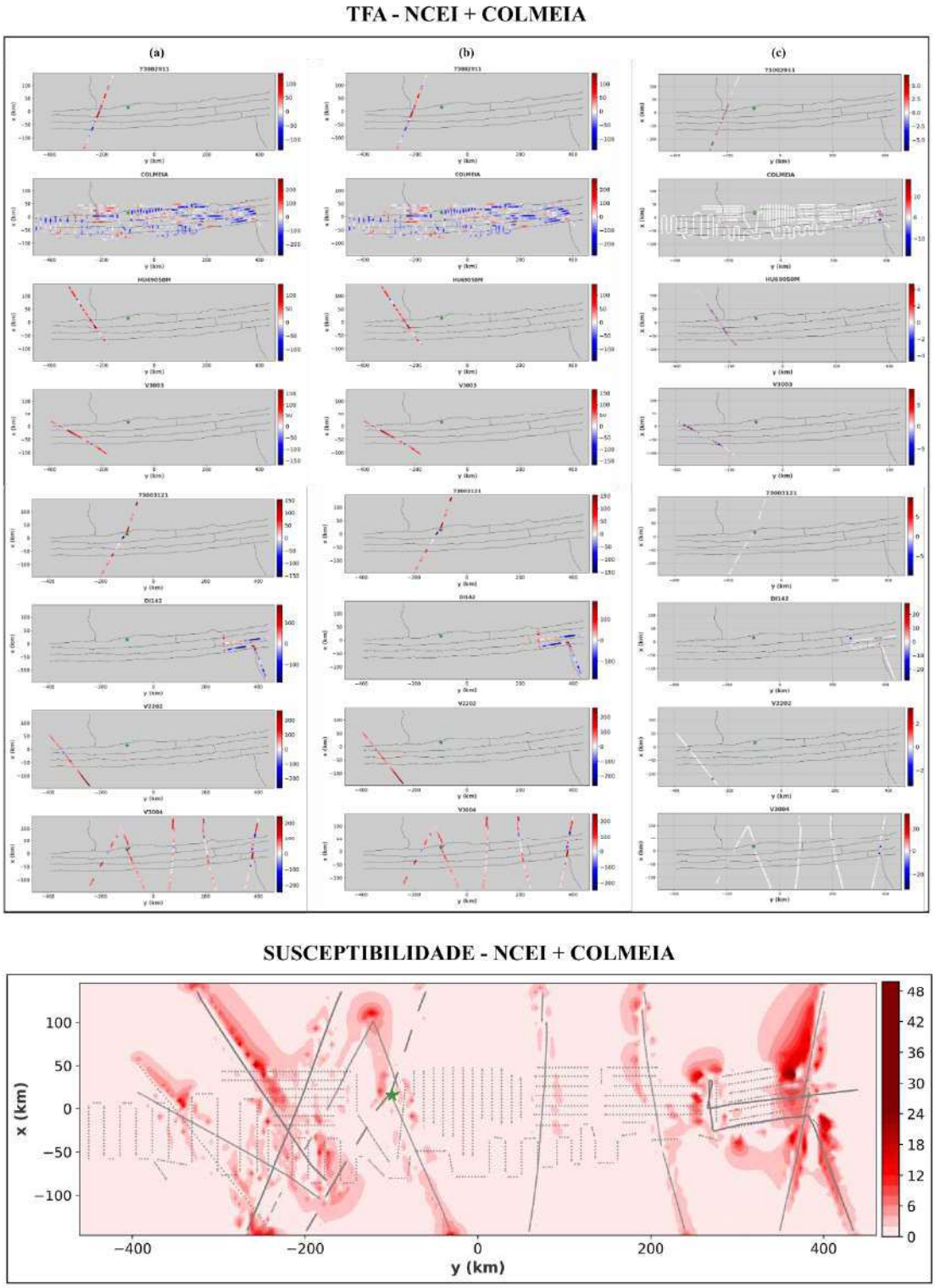


Figura 5.30: **Anomalia de campo total (TFA) com positividade** - (a) Anomalia de campo total observada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b); **Distribuição de suscetibilidade magnética aparente estimada**

5.7.4 Resultados com os dados COLMEIA - com positividade

Com o objetivo de contornar as limitações identificadas na análise conjunta dos dados NCEI e COLMEIA, optou-se por restringir a aplicação da metodologia exclusivamente aos dados coletados durante a expedição COLMEIA. Essa escolha estratégica se justifica por múltiplas razões. A expedição COLMEIA, realizada em janeiro-fevereiro de 2013 a bordo do N/Oc L'Atalante (MAIA *et al.*, 2014, 2016, 2023), foi planejada com objetivos de pesquisa centrados especificamente no SFTSP, resultando em uma distribuição de pontos de observação mais homogênea sobre a área de interesse.

Para a solução com vínculo de positividade, o parâmetro de regularização ótimo foi μ = 1e-2 (Figura 5.31). Comparado aos resultados obtidos com os dados de todos os levantamentos, os resíduos obtidos no presente teste, apenas com os dados da expedição COLMEIA, reduziram de 2,51 nT ((Figura 5.29) para 0,02 nT (Figura 5.31, o que sugere que a distribuição de suscetibilidade aparente reproduziu com mais fidelidade as variações presentes nos dados magnéticos. Esse resultado reforça a hipótese levantada na seção anterior de que a inversão dos dados NCEI requer a definição de pesos diferentes para cada levantamento. Com dados provenientes de apenas um levantamento, os resultados se mostram mais consistentes com o observado nos testes com dados sintéticos.

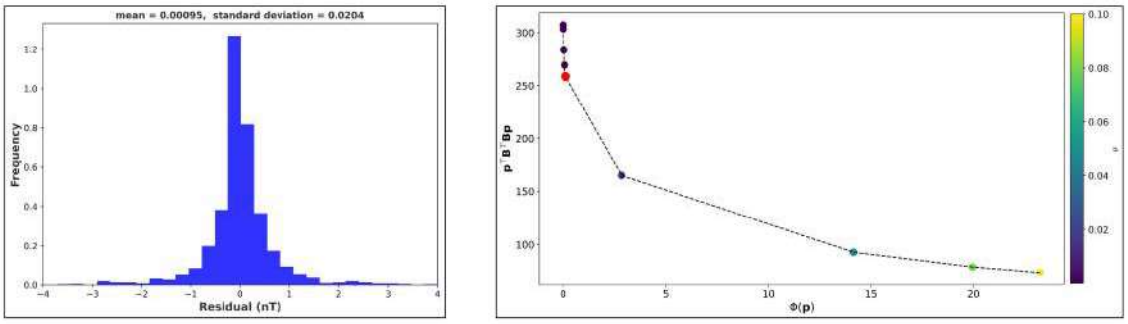


Figura 5.31: A esquerda - Histograma dos resíduos ; A direita - Curva L destacando o parâmetro de regularização ótimo, μ = 1e -2, em vermelho. Os resíduos foram normalizados removendo-se a média e dividindo o resultado pelo respectivo desvio padrão.

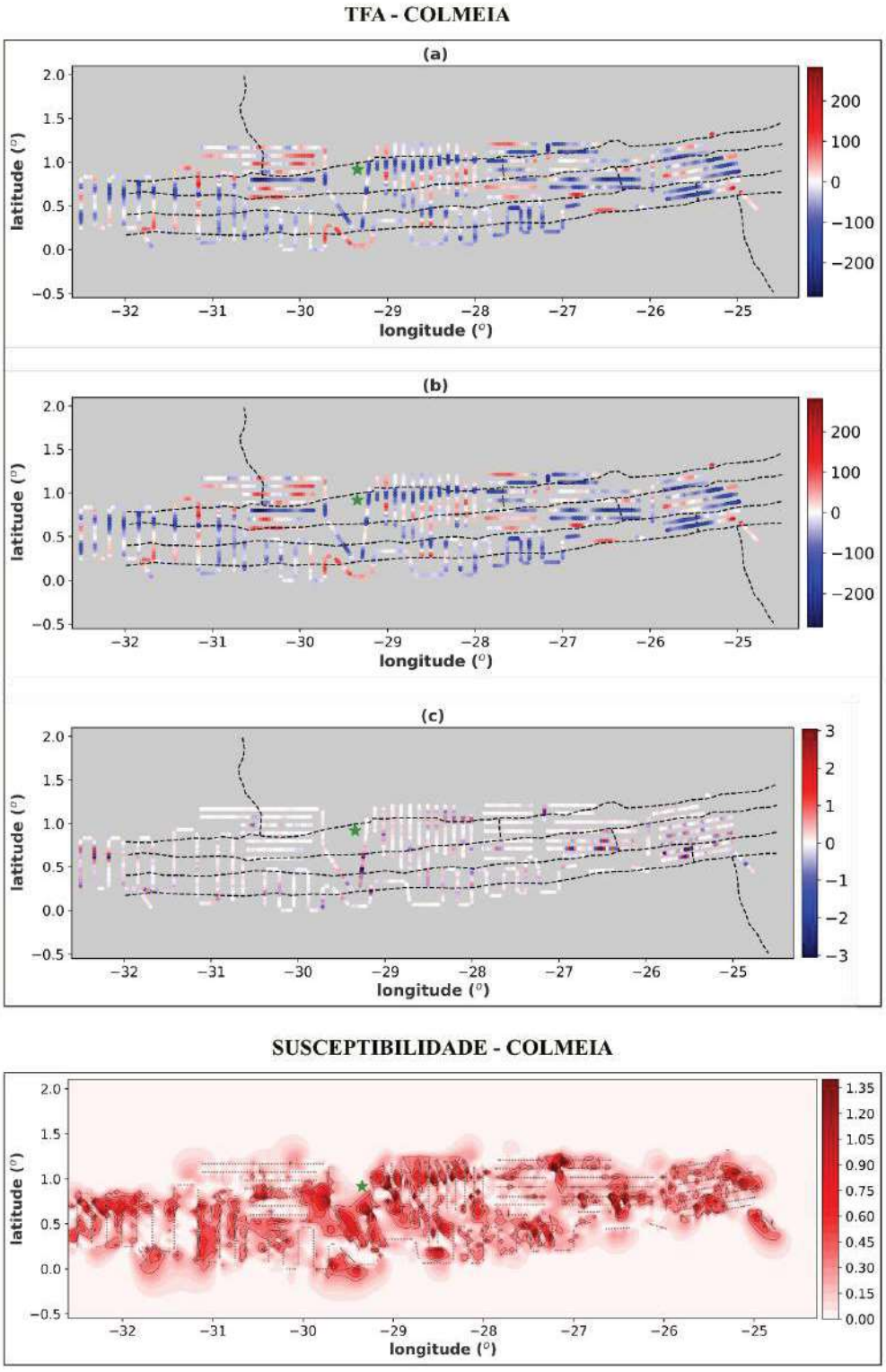


Figura 5.32: **Anomalia de campo total (TFA) com positividade** - (a) Anomalia de campo total observada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos (nT) entre (a) e (b); **Distribuição de suscetibilidade magnética aparente estimada**

5.7.5 Interpretação Geofísica/Geológica

Os trabalhos de MAIA *et al.* (2016, 2023); VINCENT *et al.* (2023), empregaram batimetria multifeixe de alta resolução, dados gravimétricos e amostragem direta do fundo oceânico. Esses estudos, juntamente com as investigações HEKINIAN *et al.* (2000); SICHEL *et al.* (2009), estabeleceram que o SFTSP é uma região onde o suprimento magmático é cronicamente deficiente, favorecendo a exumação de rochas crustais profundas e mantélicas por mecanismos tectônicos diversos.

A modelagem gravimétrica realizada tanto por MAIA *et al.* (2016) quanto por VINCENT *et al.* (2023) estimou a espessura de uma camada de baixa densidade (2.800 kg/m^3), que pode corresponder tanto a crosta oceânica (basaltos e gabros) quanto a manto alterado (peridotitos serpentinizados e milonitos). Os resultados da metodologia empregada neste trabalho, complementa essas informações gravimétricas ao fornecer a distribuição lateral de suscetibilidade magnética aparente, propriedade física diretamente relacionada à presença de minerais ferromagnéticos, especialmente a magnetita recém formada durante o processo de serpentinização.

No domínio do SITRN, região investigada em detalhe por MAIA *et al.* (2016), os valores mais elevados de suscetibilidade magnética apresentam correlação espacial com as ocorrências de basalto documentadas nas dragagens realizadas durante a expedição COLMEIA ao longo da falha transformante norte do sistema. As amostras predominantemente basálticas, representadas por estrelas azuis na figura de referência, coincidem com as regiões de maior intensidade do campo transformado, sugerindo que os basaltos constituem as principais fontes magnéticas nesse segmento. Esse resultado é coerente com o contexto geológico do SITRN: a presença de basaltos adjacentes às rochas mantélicas expostas, documentada por MAIA *et al.* (2016), indica que o suprimento magmático, embora intermitente, gerou material extrusivo capaz de preservar magnetização remanente termoquímica significativa.

Em contraste, as localidades onde as dragagens recuperaram predominantemente peridotitos milonitizados, ultramilonitos e peridotitos serpentinizados correspondem a regiões de valores intermediários a baixos de sucetibilidade. A atenuação da resposta magnética nessas localidades pode ser compreendida à luz do processo de exumação transpressiva descrito por MAIA *et al.* (2016): o núcleo mantélico menos alterado, inferido pela modelagem gravimétrica como presente sob o ASPSP e o Atobá Ridge, possui susceptibilidade magnética intrínseca reduzida, uma vez que a produção de magnetita durante a serpentinização torna-se expressiva somente acima de graus de serpentinização superiores a 75% (OUFI *et al.*, 2002). Adicionalmente, a milonitização pervasiva documentada nas amostras dos flancos da zona transpressiva pode ter destruído ou redistribuído grãos de magnetita preexistentes, reduzindo a resposta magnética efetiva (MAFFIONE *et al.*, 2014).

No domínio do SITRS, investigado por VINCENT *et al.* (2023) e interpretado como um segmento magmaticamente empobrecido associado a um "ponto frio"na Dorsal Meso-Atlântica, exibe um padrão de suscetibilidade magnética substancialmente distinto dos demais segmentos. Os valores intermediários observados próximos ao eixo de espalhamento coincidem espacialmente com localidades onde VINCENT *et al.* (2023) recuperaram peridotitos serpentinizados (círculos verdes), enquanto as ocorrências de basalto (círculos vermelhos) e gabros (círculos amarelos), situados a leste e a oeste do SITRS, correspondem a regiões de baixos de suscetibilidade magnética.

Essa distribuição, aparentemente contraintuitiva, encontra explicação no mecanismo de alteração hidrotermal que caracteriza o SITRS. Nesse ambiente de baixo magmatismo e intenso fraturamento por falhas de descolamento, a percolação de água do mar produz efeitos opostos sobre as duas litologias: nos gabros, promove oxidação a baixa temperatura , reduzindo progressivamente a magnetização remanente (GEE e KENT, 2007; TOMINAGA *et al.*, 2016); nas rochas ultramáficas, desencadeia a serpentinização, que gera magnetita secundária e incrementa substancialmente a magnetização dos peridotitos (FUJII *et al.*, 2016; OUFI *et al.*, 2002; SZITKAR *et al.*, 2014). O resultado é uma inversão relativa das assinaturas magnéticas: os peridotitos serpentinizados tornam-se as fontes mais expressivas, enquanto os basaltos exibem resposta atenuada.

É necessário reconhecer que a interpretação quantitativa dos valores absolutos de suscetibilidade magnética estimados pela inversão deve ser realizada com cautela. A premissa de magnetização puramente induzida, adotada na formulação do problema inverso, pode não ser inteiramente satisfeita em diversos ambientes, no entanto na região da área de estudo essas dinâmicas estruturais , geológicas , físicas , químicas e entre outros fatores estão ocorrendo de forma recentes em idade, onde a remanescência é atenuada ou até mesmo mitigada.

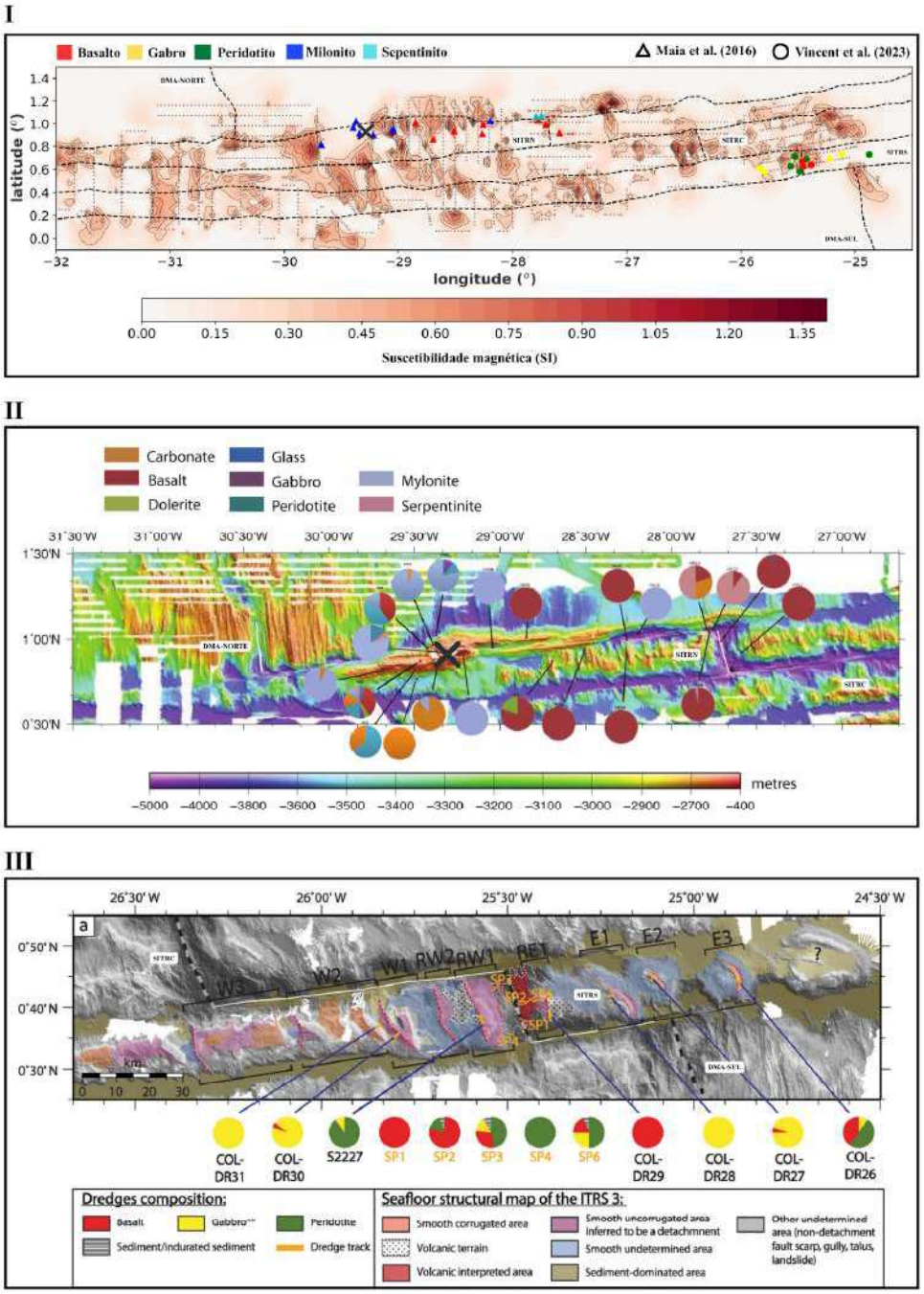


Figura 5.33: Compilação de dados geofísicos e litológicos do Sistema de Falhas Transformantes de São Paulo (SFTSP). **(I)** Mapa regional de suscetibilidade magnética aparente estimada no SFTSP, destacando os segmentos intra-transformantes norte, central e sul (SITRN, SITRC e SITRS) e suas interseções com a Dorsal Meso-Atlântica (DMA-Norte e DMA-Sul). Os triângulos e círculos indicam, respectivamente, os locais de dragagem de Maia et al. (2016) e Vincent et al. (2023), com as cores representando as litologias recuperadas: basalto (vermelho), gabro (amarelo), peridotito (verde escuro), milonito (azul) e serpentinito (ciano). **(II)** Mapa batimétrico da região central do SFTSP, com a distribuição espacial das estações de dragagem de Maia et al. (2016). Os gráficos de pizza indicam a composição litológica. **(III)** Mapa estrutural e litológico detalhado do segmento SITRS (equivalente ao ITRS 3 de Vincent et al., 2023), com a distribuição das estações de dragagem. O × indica a localização do ASPSP.

Capítulo 6

Conclusão

Este trabalho se propôs a desenvolver e validar uma metodologia de inversão no domínio do espaço para estimar a distribuição de suscetibilidade magnética aparente sobre crosta oceânica em baixas latitudes, região onde abordagens clássicas como a redução ao polo no domínio de Fourier são reconhecidamente instáveis. O modelo interpretativo adotado, composto por uma camada de prismas retangulares justapostos horizontalmente, com premissas de magnetização puramente induzida e suscetibilidade isotrópica, mostrou-se capaz de fornecer informações geologicamente relevantes sobre a estrutura crustal e mantélica da região equatorial do Atlântico.

A etapa de validação com dados sintéticos revelou quatro achados metodológicos que se mostraram recorrentes e robustos ao longo de toda a progressão dos testes. O vínculo de positividade atuou como estabilizador eficaz da inversão, reduzindo artefatos e conferindo maior coerência geológica às soluções, mesmo em cenários onde o ajuste numérico sem positividade era marginalmente superior. Coberturas homogêneas em torno da área de interesse produziram resultados consistentemente melhores que coberturas mais extensas, porém espacialmente desbalanceadas. Os testes evidenciaram ainda que fontes com magnetização intensa tendem a dominar a solução da inversão, que a presença de magnetização remanente compromete a capacidade de delimitação das fontes, e que coberturas esparsas geram efeitos de borda que exigem avaliação crítica antes de qualquer inferência geológica.

A aplicação a dados reais usando dados dos levantamentos NCEI (1966 a 1983) e COLMEIA(2013) evidenciou a necessidade de atribuir diferentes pesos a cada levantamento com o intuito de mitigar possíveis erros de posicionamento e de medidas magnéticas. Resultados gerados sem definir os pesos mostram estimativas de suscetibilidade incoerentes, concentradas abaixo das linhas de aquisição dos dados. Diante disso, optei por usar apenas os dados da expedição COLMEIA, coletados em um único período e com distribuição relativamente homogênea sobre a área de interesse. Neste caso, a invers produziu estimativas com contrastes mais definidos e geologicamente interpretáveis.

A análise conjunta dos dados geofísicos e geológicos sobre o SFTSP revela que o sistema apresenta dois regimes magnéticos contrastantes: um domínio norte, compreendendo o SITRN e provavelmente o SITRC, onde as fontes magnéticas dominantes são basaltos e onde a exumação de rochas mantélicas por transpressão não gera anomalia magnética comparável; e um domínio sul, correspondente ao SITRS, onde peridotitos serpentinizados por alteração hidrotermal constituem as principais fontes magnéticas próximas ao eixo de espalhamento. Essa polaridade litológica entre norte e sul reflete diferenças fundamentais nos mecanismos de acreção e exumação que operam em cada segmento, conforme documentado por MAIA et al. (2016) e VINCENT et al. (2023) a partir de dados independentes de batimetria, gravimetria e amostragem direta.

Cabe reconhecer que a premissa de magnetização puramente induzida e o contraste de intensidade de magnetização das fontes magnéticas demostraram ser fatores limitantes para a eficiência da metodologia. Essa limitação é amplificada em baixas latitudes, onde a componente induzida do campo geomagnético é intrinsecamente fraca. Os valores absolutos de suscetibilidade estimados devem, portanto, ser interpretados com cautela, priorizando a análise de contrastes relativos e padrões espaciais.

Em síntese, a metodologia proposta cumpriu os objetivos centrais do trabalho. Demonstrou-se eficaz para identificar e delimitar fontes magnéticas em ambientes complexos, especialmente quando combinada com conhecimento geológico prévio e dados bem distribuídos espacial, considerado é claro os fatores limitantes já mencionados. Os resultados aos dados reais contribuem para o entendimento da estrutura crustal e do manto superior na região equatorial do Atlântico, com destaque para a caracterização geofísica de zonas de serpentinização associadas ao Sistema de Falhas Transformantes de São Paulo.

Como perspectivas futuras, é válido aprimorar a metodologia inserido pesos de valores aos dados de entrada , para compensar a variabilidade de dados magnéticos e distribuição de dados distintos, a incorporação de magnetização remanente ao modelo interpretativo e a integração com dados gravimétricos e batimétricos de alta resolução poderão ampliar substancialmente o poder de resolução e a confiabilidade das estimativas, permitindo uma caracterização ainda mais detalhada dos processos tectônicos e magmáticos que controlam a formação da litosfera oceânica nessa região singular da Dorsal Meso-Atlântica.

Referências Bibliográficas

ALKEN, P., THÉBAULT, E., BEGGAN, C. D., et al., 2021, "International geomagnetic reference field: The thirteenth generation", *Earth, Planets and Space*, v. 73, n. 1, pp. 49.

ASGHARZADEH, M. F., VON FRESE, R. R. B., KIM, H. R., 2008, "Spherical prism magnetic effects by Gauss–Legendre quadrature integration", *Geophysical Journal International*, v. 173, n. 1, pp. 315–333. ISSN: 0956-540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03692.x.

ASTER, R. C., BORCHERS, B., THURBER, C. H., 2019, *Parameter Estimation and Inverse Problems*. 3 ed. sao francisco, Academic Press. ISBN: 978-0-12-804651-7.

BAYKIEV, E., EBBING, J., BRÖNNER, M., et al., 2016, "Forward modeling magnetic fields of induced and remanent magnetization in the lithosphere using tesseroids", *Computers & Geosciences*, v. 96, pp. 124–135. ISSN: 0098-3004. doi: 10.1016/j.cageo.2016.08.004.

BLAKELY, R. J., 1996, *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. San Francisco, Cambridge University Press. ISBN: 0521575478.

BONATTI, E., 1990, "Subcontinental mantle exposed in the Atlantic Ocean on St Peter–Paul islets", *Nature*, v. 345, n. 6278, pp. 800–802.

BOTT, M. H. P., 1967, "Solution of the Linear Inverse Problem in Magnetic Interpretation with Application to Oceanic Magnetic Anomalies", *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 13, n. 1-3, pp. 313–323. doi: 10.1111/j.1365-246X.1967.tb02162.x.

BOUMAN, J., EBBING, J., FUCHS, M., 2013, "Reference frame transformation of satellite gravity gradients and topographic mass reduction", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 118, n. 2, pp. 759–774. ISSN: 2169-9356. doi: 10.1029/2012JB009747.

CAMPOS, T. F. D. C., VIRGENS NETO, J. D., SRIVASTAVA, N. K., et al., 2005, "Arquipélagos de São Pedro e São Paulo: soerguimento tectônico de rochas infracrustais no Oceano Atlântico", *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Brasilia: SIGEP, 2005. 12 p.*

DAMPNEY, C. N. G., 1969, "The equivalent source technique", *Geophysics*, v. 34, n. 1, pp. 39–53. doi: 10.1190/1.1439996.

DENTITH, M., MUDGE, S. T., 2014, *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge, Cambridge University Press. ISBN: 978-0-521-80951-1.

DU, J., CHEN, C., LESUR, V., et al., 2015, "Magnetic potential, vector and gradient tensor fields of a tesseroid in a geocentric spherical coordinate system", *Geophysical Journal International*, v. 201, n. 3, pp. 1977–2007. ISSN: 0956-540X. doi: 10.1093/gji/ggv123.

DUNLOP, D. J., ÖZDEMIR, Ö., 1997, *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge Studies in Magnetism. Cambridge University Press. ISBN: 978-0-521-32514-1.

DYMENT, J., CHOI, Y., HAMOUDI, M., et al., 2015, "Global equivalent magnetization of the oceanic lithosphere", *Earth and Planetary Science Letters*, v. 430, pp. 54–65. doi: 10.1016/j.epsl.2015.08.002.

EMILIA, D. A., 1973, "Equivalent sources used as an analytic base for processing total magnetic field profiles", *Geophysics*, v. 38, n. 2, pp. 339–348. doi: 10.1190/1.1440344.

FOX, P. J., OPDYKE, N. D., 1973, "Geology of the oceanic crust: Magnetic properties of oceanic rocks", *Journal of Geophysical Research*, v. 78, n. 23, pp. 5139–5148. doi: 10.1029/JB078i023p05139.

FUJII, M., OKINO, K., SATO, H., et al., 2016, "Variation in magnetic properties of serpentinized peridotites exposed on the Yokoniwa Rise, Central Indian Ridge: Insights into the role of magnetite in serpentinization", *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 17, n. 12, pp. 5024–5042. doi: 10.1002/2016GC006511.

GEE, J. S., KENT, D. V., 2007, "Source of oceanic magnetic anomalies and the geomagnetic polarity time scale", .

GONZALEZ, S. P., BARBOSA, V. C. F., OLIVEIRA JR., V. C., 2022, "Analyzing the ambiguity of the remanent magnetization direction separated into induced and remanent magnetic sources", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 127, n. 6, pp. e2022JB024151. doi: 10.1029/2022jb024151.

HEISKANEN, W. A., MORITZ, H., 1967, *Physical Geodesy*. San Francisco, W.H. Freeman and Company. ISBN: 978-0-7167-0233-7.

HEKINIAN, R., JUTEAU, T., GRACIA, E., et al., 2000, "Submersible observations of Equatorial Atlantic Mantle: the St. Paul fracture zone region", *Marine Geophysical Researches*, v. 21, n. 6, pp. 529–560.

HOFMANN-WELLENHOF, B., MORITZ, H., 2005, *Physical Geodesy*. San Francisco, Springer. ISBN: 3211235841.

HONSHO, C., URA, T., TAMAKI, K., 2012, "The inversion of deep-sea magnetic anomalies using Akaike's Bayesian information criterion", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 117, n. B1. doi: 10.1029/2011JB008611.

HULOT, G., SABAKA, T., OLSEN, N., et al., 2015, "5.02 - The Present and Future Geomagnetic Field". In: Schubert, G. (Ed.), *Treatise on Geophysics*, second edition ed., Elsevier, pp. 33–78, San Francisco. ISBN: 978-0-444-53803-1. doi: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00096-8.

HUSSENOEDER, S. A., TIVEY, M. A., SCHOUTEN, H., 1995, "Direct inversion of potential fields from an uneven track with application to the Mid-Atlantic Ridge", *Geophysical Research Letters*, v. 22, n. 23, pp. 3131–3134. doi: 10.1029/95GL03326.

LANGEL, R. A., HINZE, W. J., 1998, *The Magnetic Field of the Earth's Lithosphere: The Satellite Perspective*. San Francisco, Cambridge University Press. ISBN: 0521473330.

LAWSON, C. L., HANSON, R. J., 1974, *Solving least squares problems*. San Francisco, SIAM.

MACDONALD, K. C., MILLER, S. P., HUESTIS, S. P., et al., 1980, "Three-dimensional modeling of a magnetic reversal boundary from inversion of deep-tow measurements", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 85, n. B7, pp. 3670–3680. doi: 10.1029/JB085iB07p03670.

MAFFIONE, M., MORRIS, A., PLÜMPER, O., et al., 2014, "Magnetic properties of variably serpentinized peridotites and their implication for the evolution

of oceanic core complexes", *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 15, n. 4, pp. 923–944.

MAHER, S. M., GEE, J. S., DORAN, A. K., et al., 2020, "Magnetic Structure of Fast-Spread Oceanic Crust at Pito Deep", *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 21, n. 2, pp. e2019GC008671. doi: 10.1029/2019GC008671.

MAIA, M., BIROT, D., BRACHET, C., et al., 2014, "Preliminary report on the COLMEIA Cruise, Equatorial Atlantic Recife, January 24-Recife, February 28, 2013", *Earth Planet. Sci*, v. 18, pp. 173–204.

MAIA, M., SICHEL, S., BRIAIS, A., et al., 2016, "Extreme mantle uplift and exhumation along a transpressive transform fault", *Nature Geoscience*, v. 9, n. 8, pp. 619–623.

MAIA, M., VINCENT, C., BRIAIS, A., et al., 2023. "Gridded geophysical shipboard data on the South Intra-Transform segment of the St. Paul transform system (COLMEIA cruise)". Disponível em: <`https://doi.org/10.17882/92690`>.

MELSON, W. G., JAROSEWICH, E., BOWEN, V. T., et al., 1967, "St. Peter and St. Paul Rocks: a high-temperature, mantle-derived intrusion", *Science*, v. 155, n. 3769, pp. 1532–1535.

MENDONÇA, C. A., SILVA, J. B. C., 1994, "The equivalent data concept applied to the interpolation of potential field data", *GEOPHYSICS*, v. 59, n. 5, pp. 722–732. doi: 10.1190/1.1443630.

NAGY, D., PAPP, G., BENEDEK, J., 2000, "The Gravitational Potential and its Derivatives for the Prism", *Journal of Geodesy*, v. 74, n. 7-8, pp. 311–326. doi: 10.1007/s001900000116.

NAGY, D., PAPP, G., BENEDEK, J., 2002, "Corrections to "The gravitational potential and its derivatives for the prism"", *Journal of Geodesy*, v. 76, pp. 475. doi: 10.1007/s00190-002-0264-7.

OLIVEIRA JR., V. C., TAKAHASHI, D., REIS, A. L. A., et al., 2023, "Computational aspects of the equivalent-layer technique: review", *Frontiers in Earth Science*, v. 11. doi: 10.3389/feart.2023.1253148.

OUFI, O., CANNAT, M., HOREN, H., 2002, "Magnetic properties of variably serpentinized abyssal peridotites", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 107, n. B5, pp. EPM–3.

PARKER, R. L., HUESTIS, S. P., 1974, "The inversion of magnetic anomalies in the presence of topography", *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, v. 79, n. 11, pp. 1587–1593. doi: 10.1029/JB079i011p01587.

ROY, K. K., 2008, *Potential Theory in Applied Geophysics*. Berlin, Heidelberg, Springer. ISBN: 978-3-540-72089-8.

SICHEL, S., MOTOKI, A., VARGAS, T., et al., 2009, "Rocha ultramáfica do manto abissal", *Arquipélago São Pedro e São Paulo*, v. 10, pp. 64–73.

SILVA, J. B. C., 1986, "Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude anomalies", *Geophysics*, v. 51, n. 2, pp. 369–382. doi: 10.1190/1.1442096.

SOLER, T., 1976, *On differential transformations between Cartesian and curvilinear (geodetic) coordinates*. Relatório técnico, Ohio State University.

SZITKAR, F., DYMENT, J., FOUQUET, Y., et al., 2014, "The magnetic signature of ultramafic-hosted hydrothermal sites", *Geology*, v. 42, n. 8, pp. 715–718.

TELFORD, W. M., GELDART, L. P., SHERIFF, R. E., 1990, *Applied Geophysics*. 2 ed. Cambridge, Cambridge University Press. ISBN: 978-0-521-33938-4.

THÉBAULT, E., FINLAY, C. C., BEGGAN, C. D., et al., 2015, "International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation", *Earth, Planets and Space*, v. 67, n. 1 (May), pp. 79. ISSN: 1880-5981. doi: 10.1186/s40623-015-0228-9. Disponível em: <`https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9`>.

TIKHONOV, A. N., ARSENIN, V. Y., 1977, *Solutions of ill-posed problems*. San Francisco, V. H. Winston & Sons. ISBN: 0470991240.

TOMINAGA, M., TIVEY, M. A., MACLEOD, C. J., et al., 2016, "Characterization of the in situ magnetic architecture of oceanic crust (Hess Deep) using near-source vector magnetic data", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 121, n. 6, pp. 4130–4146.

TORGE, W., MÜLLER, J., 2012, *Geodesy*. 4 ed. San Francisco, de Gruyter. ISBN: 978-3-11-020718-7.

VINCENT, C., MAIA, M., BRIAIS, A., et al., 2023, "Evolution of a Cold Intra-Transform Ridge Segment Through Oceanic Core Complex Splitting and Mantle Exhumation, St. Paul Transform System, Equatorial Atlantic", *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 24, n. 5, pp. e2023GC010870.

VON FRESE, R. R., HINZE, W. J., BRAILE, L. W., 1981, "Spherical earth gravity and magnetic anomaly analysis by equivalent point source inversion", *Earth and Planetary Science Letters*, v. 53, n. 1, pp. 69–83. ISSN: 0012-821X. doi: 10.1016/0012-821X(81)90027-3.

WANG, S., LI, J., LIU, J., et al., 2021, "Seafloor magnetism under hydrothermal alteration: Insights from magnetomineralogy and magnetic properties of the Southwest Indian Ridge basalts", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 126, n. 12, pp. e2021JB022646. doi: 10.1029/2021JB022646.

WHALER, K., LANGEL, R., 1996, "Minimal crustal magnetizations from satellite data", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 98, n. 3, pp. 303–319. ISSN: 0031-9201. doi: 10.1016/S0031-9201(96)03193-7.

ZHANG, S., ZHAO, X., LI, C.-F., et al., 2025, "Magnetic characteristics of highly serpentinized peridotite in the Iberia Abyssal Plain and implications for marine magnetic anomalies", *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 26, n. 2, pp. e2024GC012035. doi: 10.1029/2024GC012035.

Appendix A
Tabelas com algumas informações dos dados NCEI

ID	V3003
Embarcação	Vema
Ano do levantamento	1973
Instituição de origem	Lamont-Doherty Geological Observatory
Projeto	CRUISE V30, LEG 03
Pesquisador chefe	Weissel J.

Tabela A.1: Descrição do levantamento V3003

ID	V3004
Embarcação	Vema
Ano do levantamento	1973
Instituição de origem	Lamont-Doherty Geological Observatory
Projeto	CRUISE 30, LEG 04
Pesquisador chefe	Weil Opdyke

Tabela A.2: Descrição do levantamento V3004

ID	V2202
Embarcação	Vema
Ano do levantamento	1966
Instituição de origem	Lamont-Doherty Geological Observatory
Projeto	CRUISE 22, LEG 2
Pesquisador chefe	M. Talwani

Tabela A.3: Descrição do levantamento V2202

ID	RC1311
Embarcação	Robert D. Conrad
Ano do levantamento	1970
Instituição de origem	Lamont-Doherty Geological Observatory
Projeto	CRUISE 13, LEG 11
Pesquisador chefe	R. Markl

Tabela A.4: Descrição do levantamento RC1311

ID	HU69050M
Embarcação	Hudson
Ano do levantamento	1969
Instituição de origem	Bedford Institute of Oceanography
Projeto	
Pesquisador chefe	C.R. MannL

Tabela A.5: Descrição do levantamento HU69050M

ID	DI142
Embarcação	Discovery
Ano do levantamento	1983
Instituição de origem	Institute of Oceanographic Sciences
Projeto	DISCOVERY CRUISE 142
Pesquisador chefe	R. C. Searle

Tabela A.6: Descrição do levantamento DI142

ID	73003121
Embarcação	Jean Charcot
Ano do levantamento	1973
Instituição de origem	IFREMER
Projeto	GEOBRESIL 2
Pesquisador chefe	

Tabela A.7: Descrição do levantamento 73003121

ID	73002911
Embarcação	Jean Charcot
Ano do levantamento	1973
Instituição de origem	IFREMER
Projeto	GEOBRESIL 1
Pesquisador chefe	

Tabela A.8: Descrição do levantamento 73002911

Appendix B
Figuras do dados de IGRF utilizados

B.1 Componentes do IGRF utilizado nos testes I, II, e III

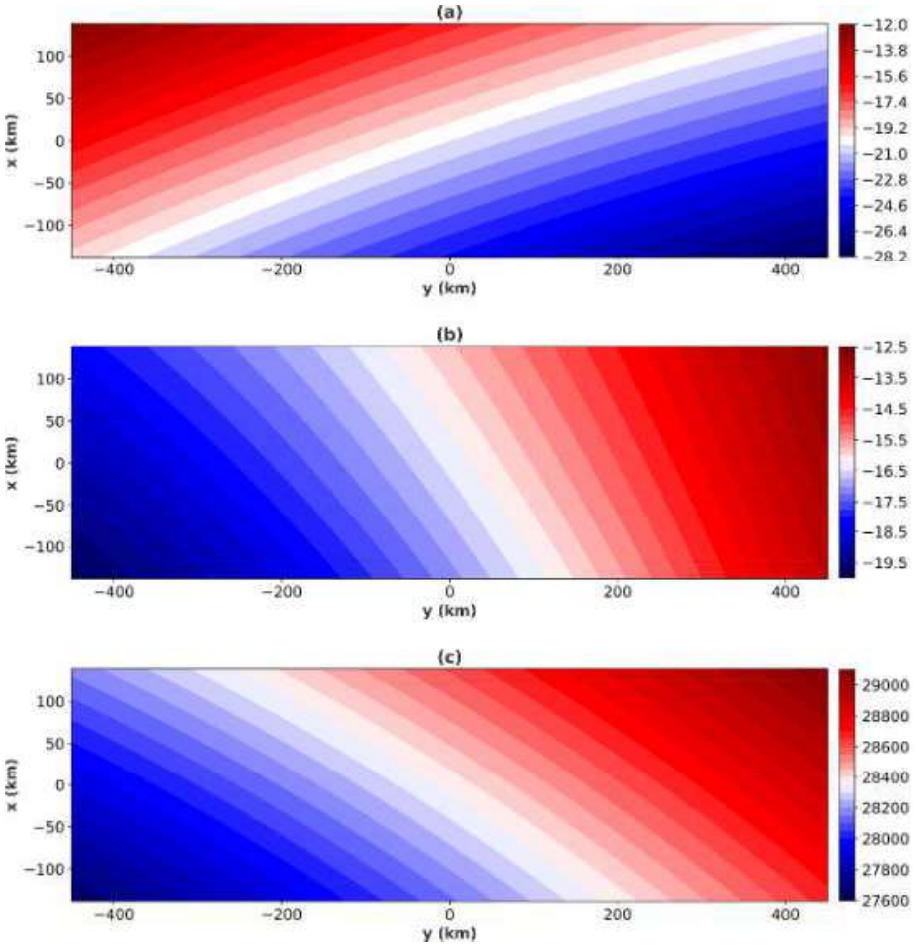


Figura B.1: **IRGF - (a) Inclinação magnética (graus) ; (b) Declinação magnética (graus) ; (c) Intensidade (nT)**

B.2 Componentes do IGRF utilizado nos testes IV e V

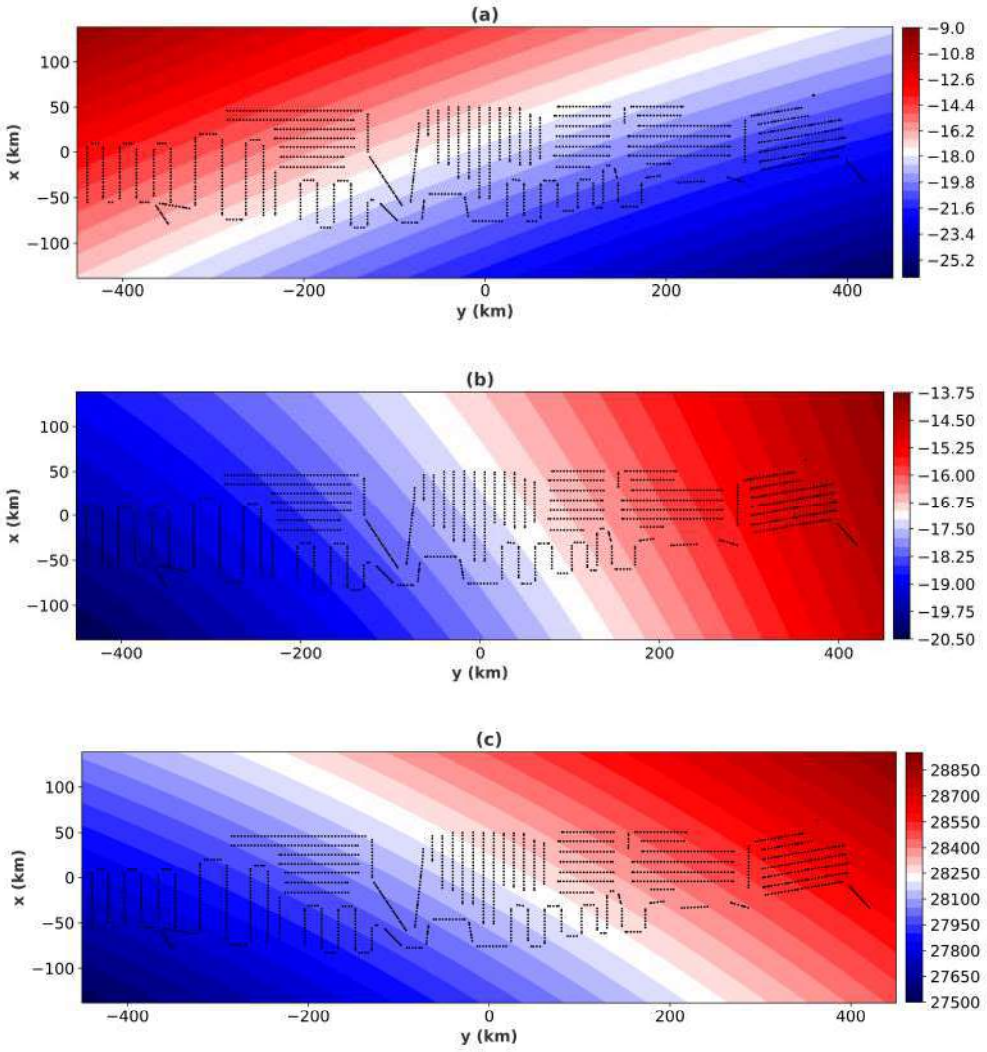


Figura B.2: IGRF calculado no STCC: (a) Inclinação magnética (graus) ; (b) Declinação magnética (graus) ; (c) Intensidade (nT).

B.3 Componentes do IGRF utilizado nos testes VI e VII

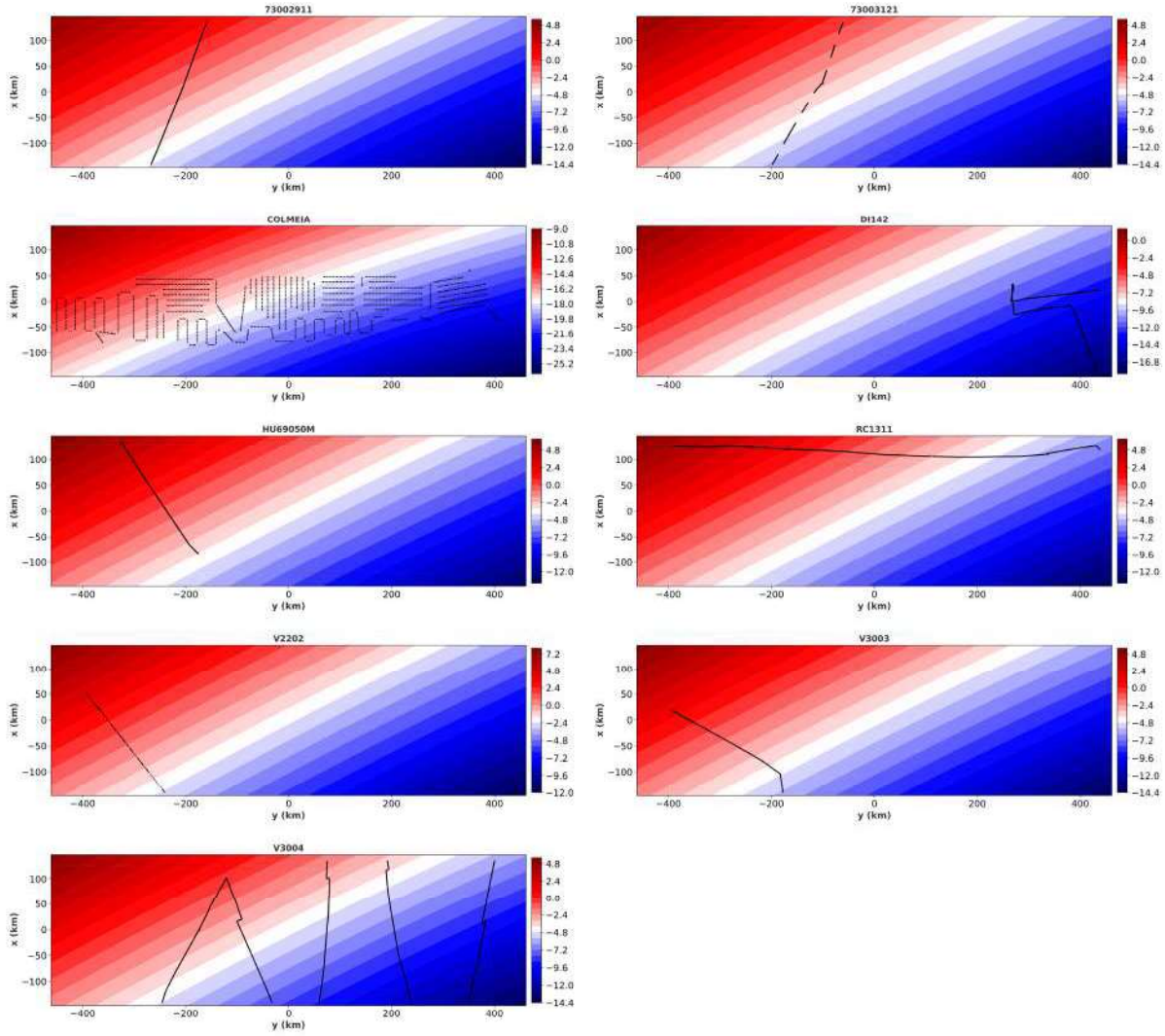


Figura B.3: Inclinação magnética em graus, calculado no STCC, referente aos anos dos levantamentos dos dados NCEI e COLMEIA (pontos pretos): 73002911 (ano 1973), 73003121 (ano 1973), COLMEIA (ano 2013), DI142 (ano 1983), HU69050M (ano 1969), RC1311 (ano 1970), V2202 (ano 1966), V3003 (ano 1973), V3004 (ano 1973).

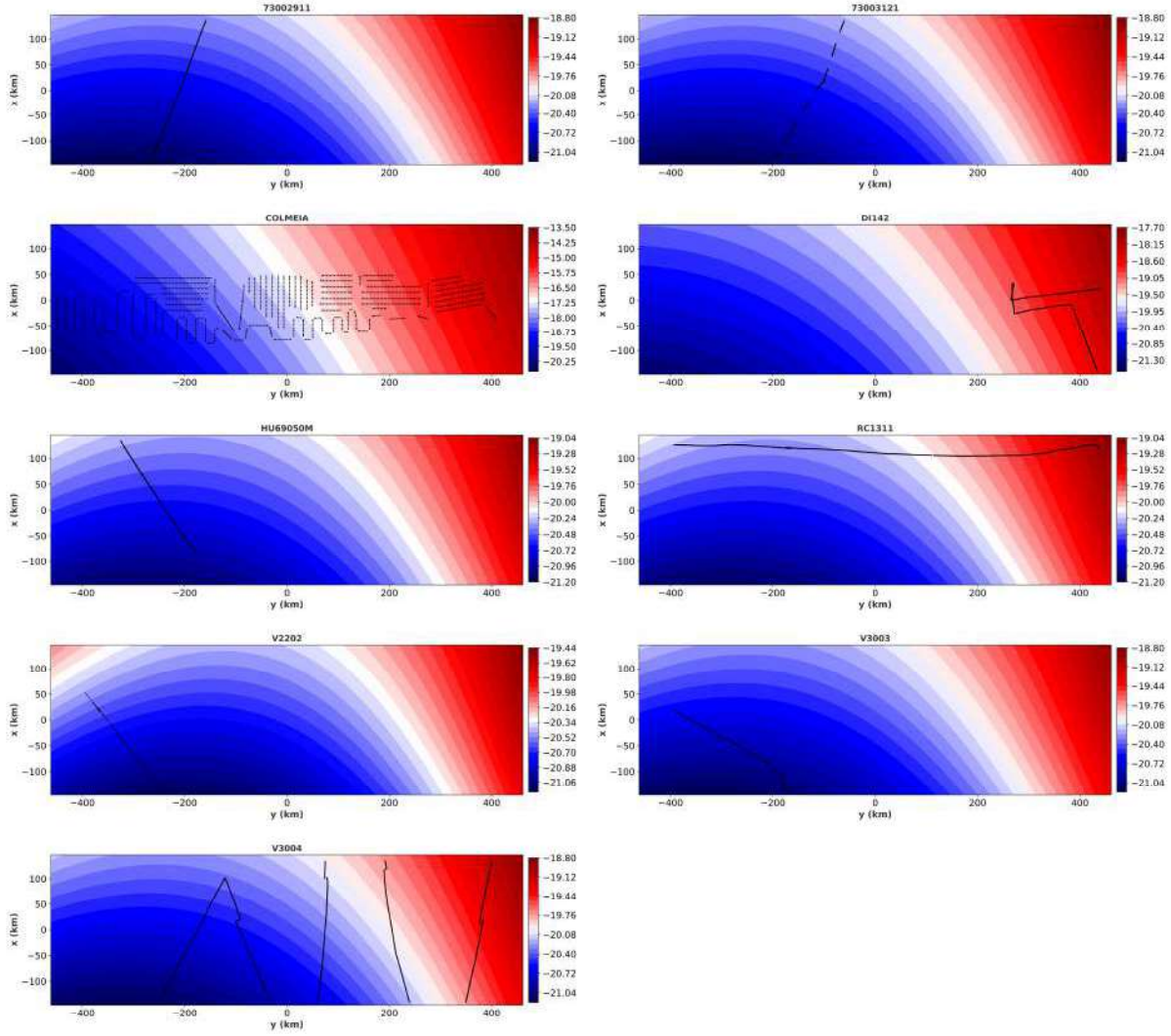


Figura B.4: Declinação magnética em graus, calculado no STCC, referente aos anos dos levantamentos dos dados NCEI e COLMEIA (pontos pretos): 73002911 (ano 1973), 73003121 (ano 1973), COLMEIA (ano 2013), DI142 (ano 1983), HU69050M (ano 1969), RC1311 (ano 1970), V2202 (ano 1966), V3003 (ano 1973), V3004 (ano 1973).

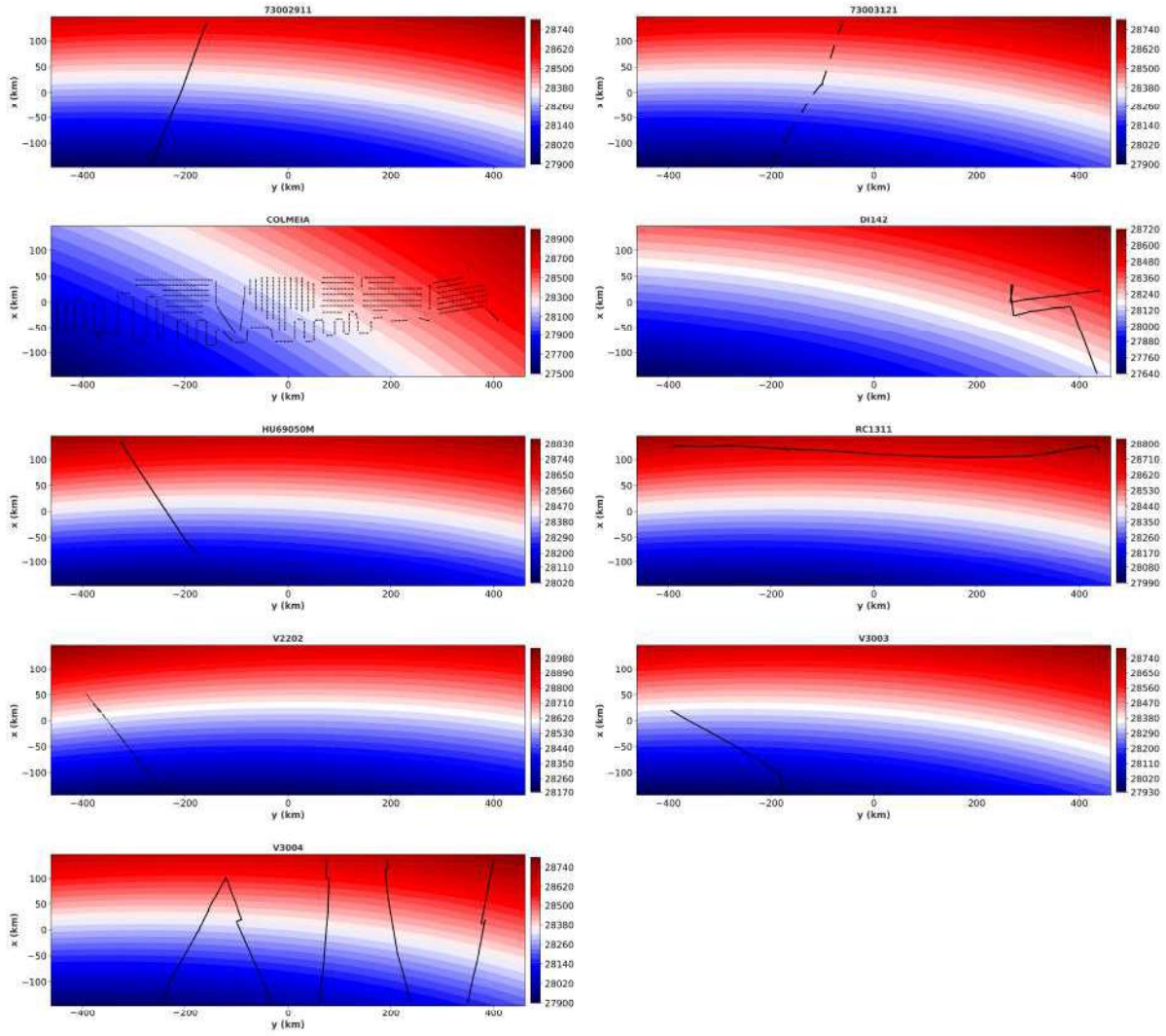


Figura B.5: Intensidade magnética em nT, calculado no STCC, referente aos anos dos levantamentos dos dados NCEI e COLMEIA (pontos pretos): 73002911 (ano 1973), 73003121 (ano 1973), COLMEIA (ano 2013), DI142 (ano 1983), HU69050M (ano 1969), RC1311 (ano 1970), V2202 (ano 1966), V3003 (ano 1973), V3004 (ano 1973).

Appendix C
TFA dos testes VIII-A e VIII-B

C.1 Teste VIII-A

C.1.1 Com positividade

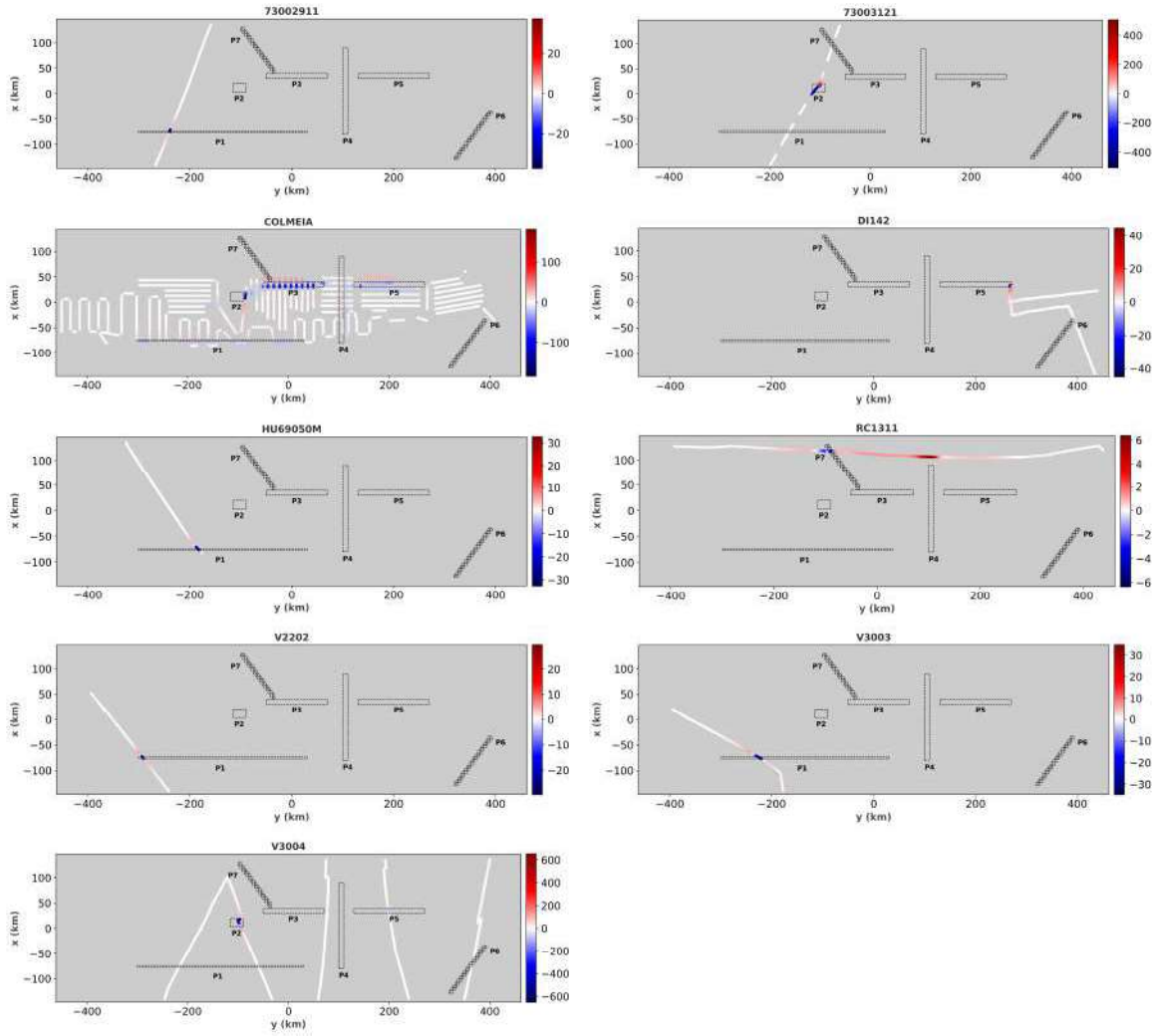


Figura C.1: Anomalia de campo total observada (nT). As linhas em destaque, representa as coordenadas dos levantamentos COLMEIA e NCEI. .

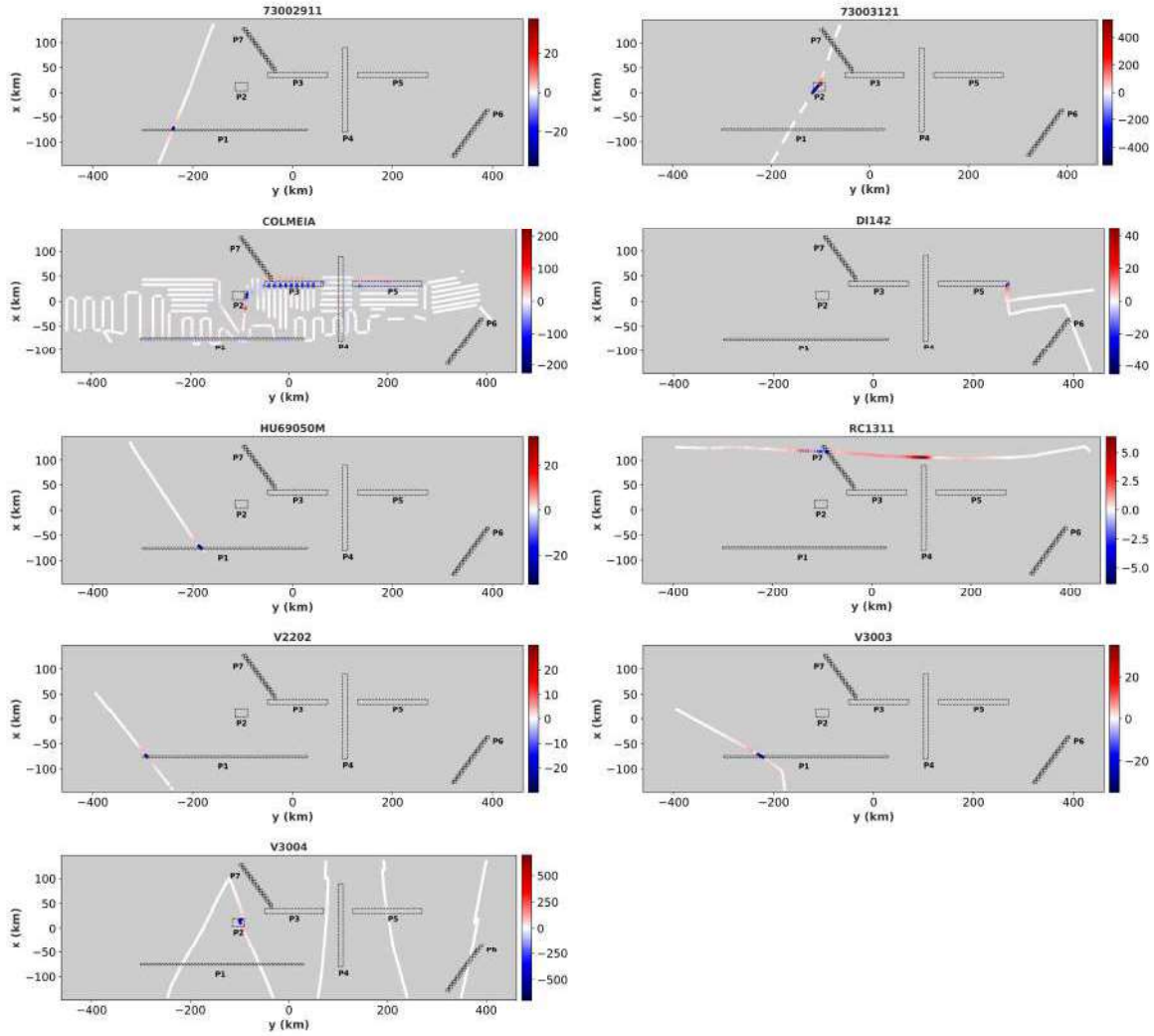


Figura C.2: Anomalia de campo total predita (nT). As linhas em destaque, representa as coordenadas dos levantamentos COLMEIA e NCEI.

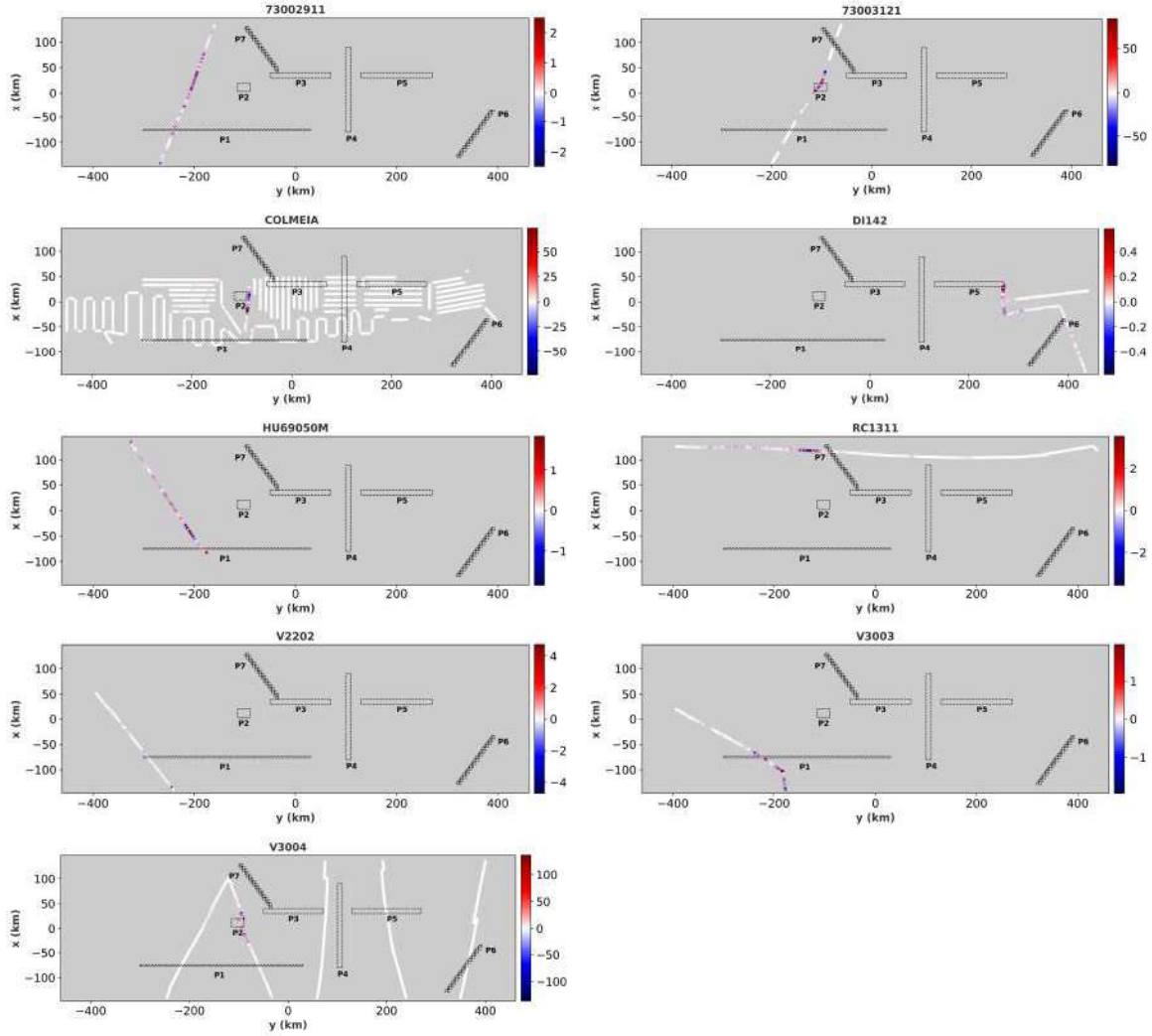


Figura C.3: Resíduos entre os dados de anomalia de campo total (nT) observada e predita. As linhas em destaque, representa as coordenadas dos levantamentos COLMEIA e NCEI.
.

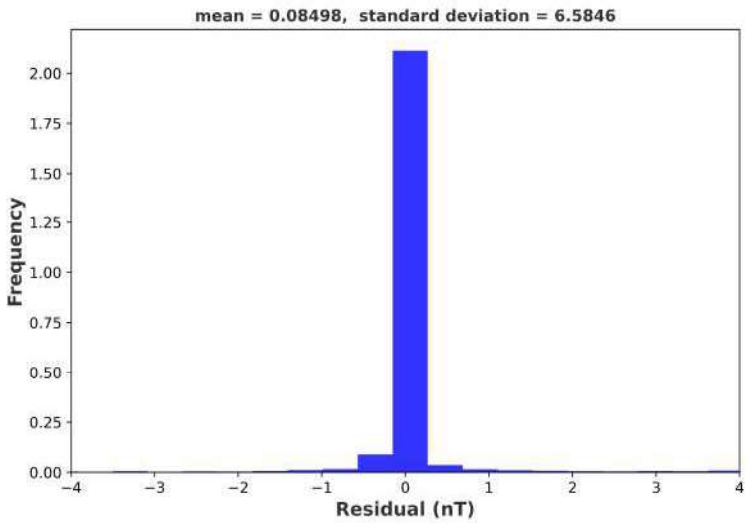


Figura C.4: Histograma dos resíduos. .

C.1.2 Sem positividade

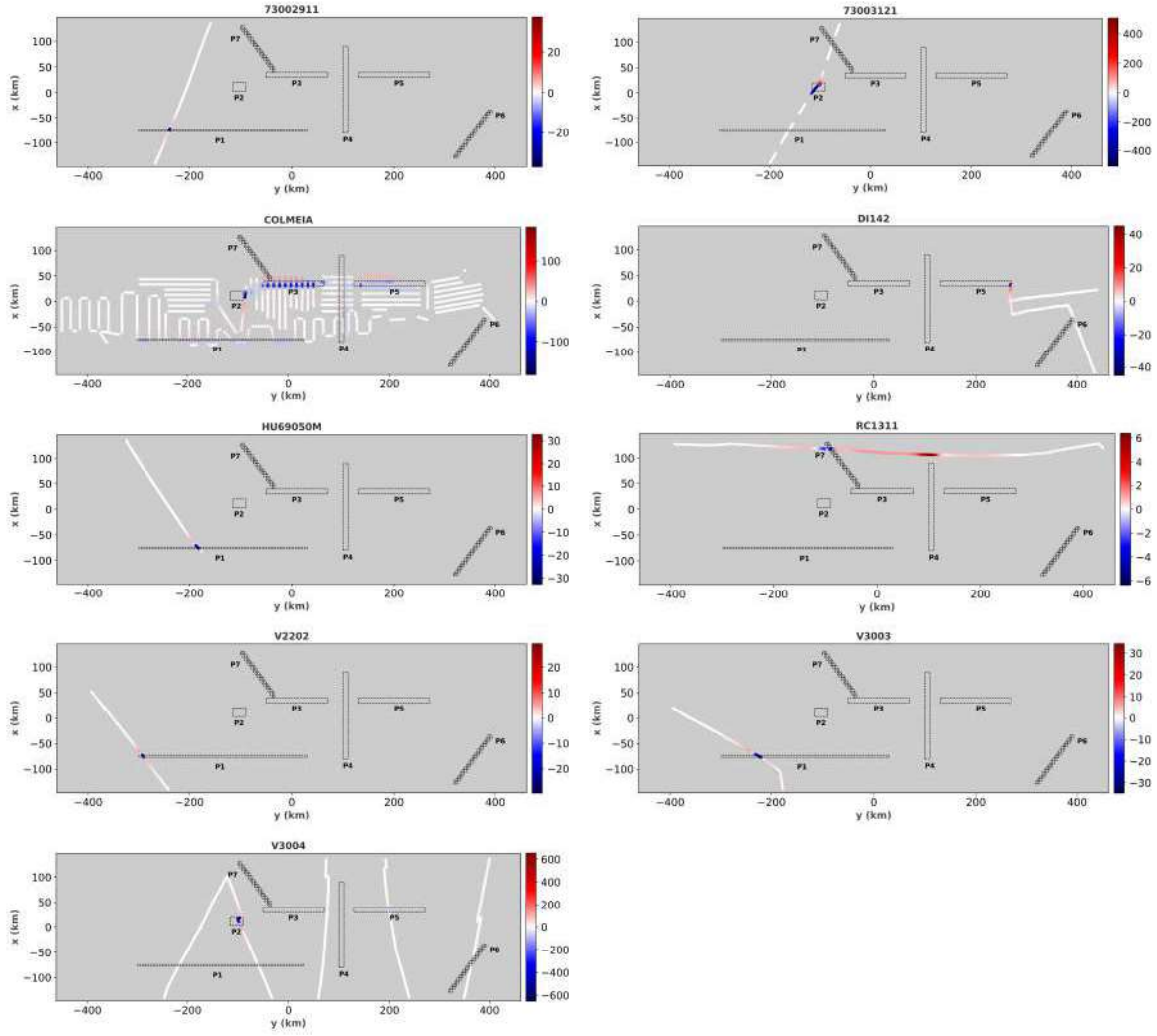


Figura C.5: Anomalia de campo total observada (nT). As linhas em destaque, representa as coordenadas dos levantamentos COLMEIA e NCEI. .

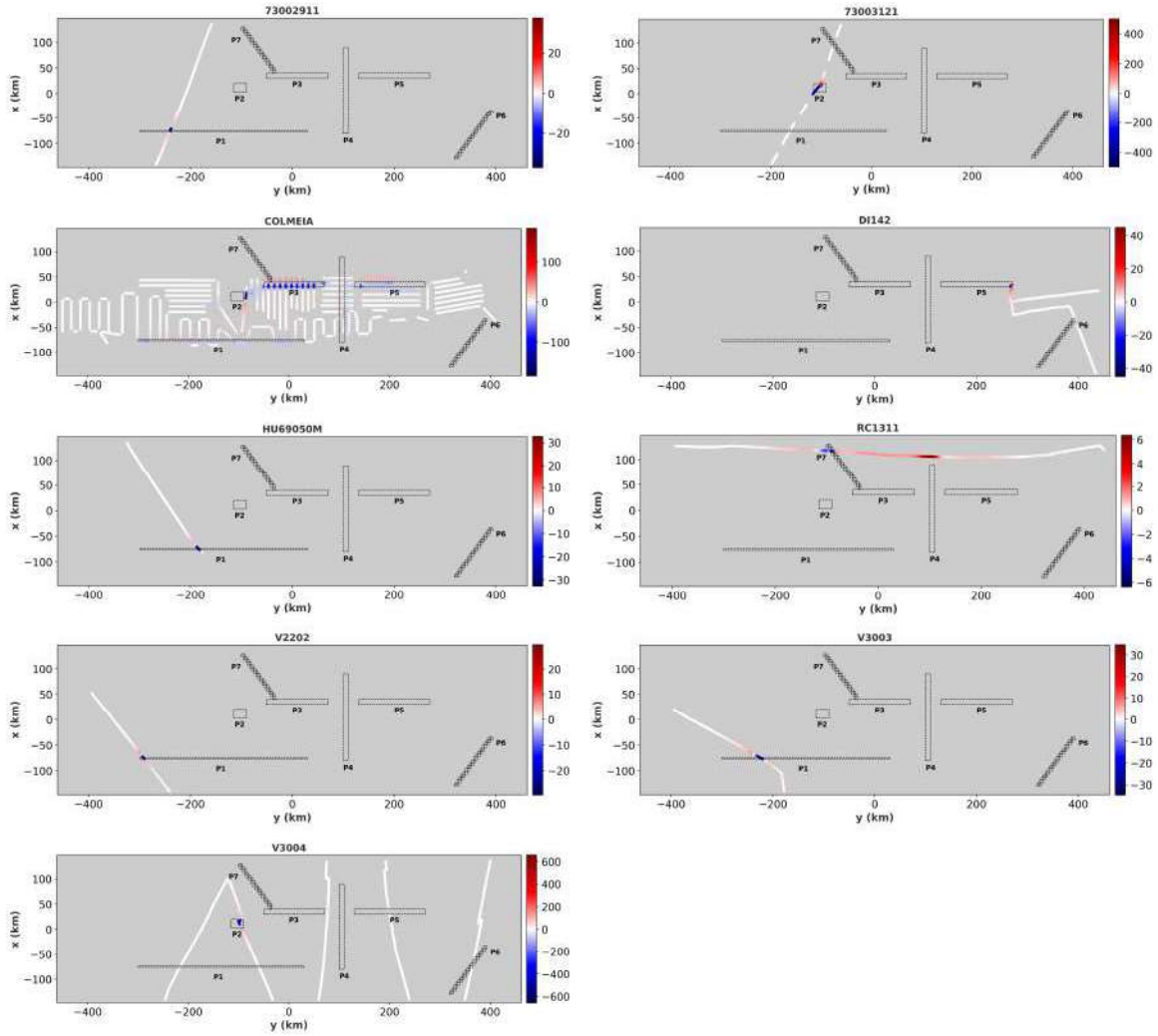


Figura C.6: Anomalia de campo total predita (nT). As linhas em destaque, representa as coordenadas dos levantamentos COLMEIA e NCEI. .

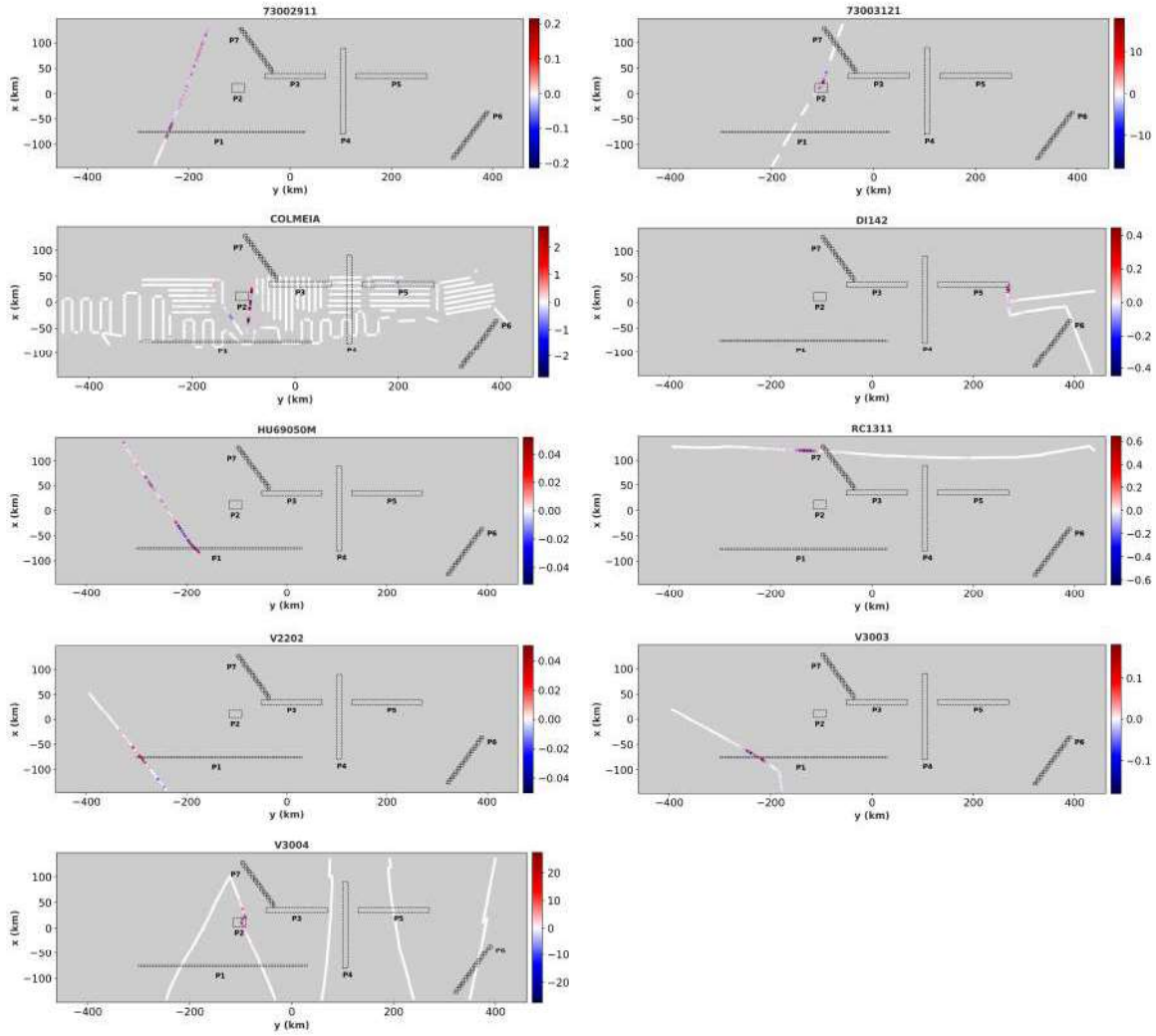


Figura C.7: Resíduos entre os dados de anomalia de campo total (nT) observada e predita. As linhas em destaque, representa as coordenadas dos levantamentos COLMEIA e NCEI.
.

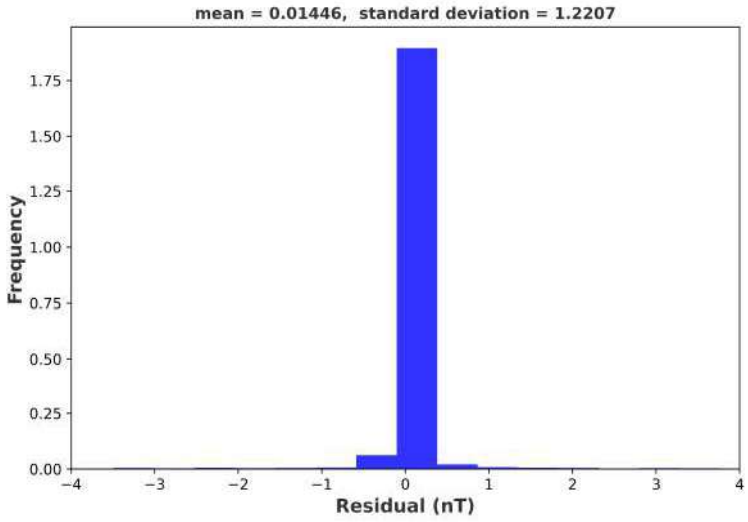


Figura C.8: Histograma dos resíduos. .

C.2 Teste VIII-B

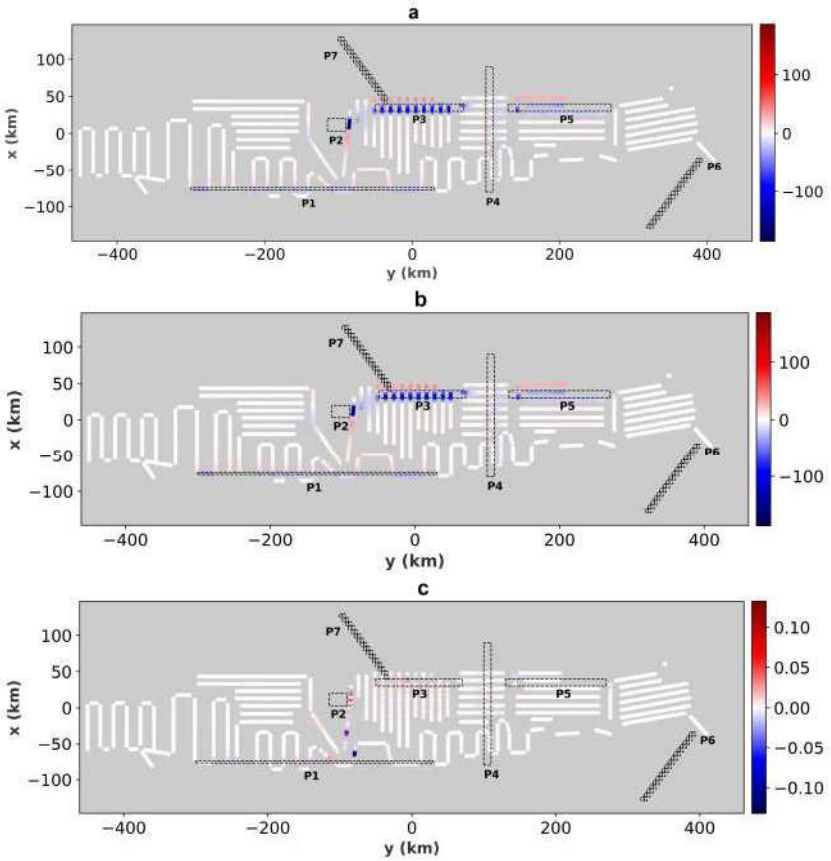


Figura C.9: (a) Anomalia de campo total observada (nT); (b) Anomalia de campo total predita (nT); (c) Resíduos entre (a) e (b). .

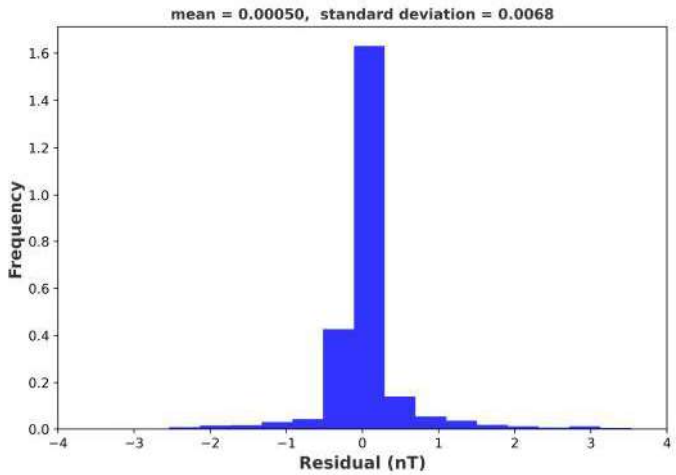


Figura C.10: Histograma dos resíduos. .