

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

Processamento e Interpretação de Dados
Aerogeofísicos Gravimétricos e Magnéticos,
Porção Norte da Bacia do São Francisco

Anderson Roque Araújo dos Santos Meneses

SALVADOR – BAHIA

Maio – 2013

Processamento e Interpretação de Dados Aerogeofísicos Gravimétricos e
Magnétométricos, Porção Norte da Bacia do São Francisco

por

ANDERSON ROQUE ARAÚJO DOS SANTOS MENESES

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA APLICADA

DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

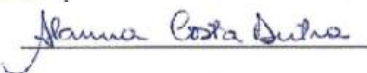
DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

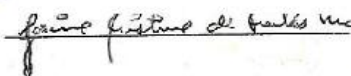
Comissão Examinadora



Dr. Prof. Michael Holz - IGEO, UFBA (Orientador)



Dra. Profa. Alanna C. Dutra - DFTMA, IF-UFBA



Dra. Profa. Jacira C. de F. Lucas - Geofísica Plena, Petrobrás

Data da aprovação: 24/05/2013

Dedicatória:
Aos meu Pais
Aos meus Irmãos...
Aos meus Antepassados!

RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo determinar as principais feições estruturais da região norte e central da Bacia do São Francisco, a partir de dados geofísicos de gravimetria e magnetometria cuja aérea do polígono é intitulada como Lev-1, disponibilizados pela Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), a partir de seu Banco de Dados de Exploração (BDEP).

Para isso utilizou-se o software OASIS MONTAJ versão 7.3, da empresa GEOSOFT, instalado na rede de computadores do Laboratório de Geofísica de Exploração Aplicada - LAGEP - UFBA, empregando diferentes métodos de interpolações, como Mínima Curvatura e Bidirecional, para obter *grids* com informações dos respectivos campos. A partir desses *grids* foram realizadas filtragens 2D tanto no domínio do espaço, utilizando *Métodos de Convolução*, como no domínio da frequência através da *Fast Fourier Transform*, acrônimo FFT. Para estimar profundidades foram utilizados Espectros Radial de Potência assim como a técnica de Deconvolução de Euler 3D Localizada. Após o processamento houve a integração tanto dos mapas GRAV-MAG entre si, quanto com informações de mapas geológicos e estruturais.

Os diferentes mapas obtidos anomalia ar-livre, anomalia Bouguer (regional e residual), anomalia magnética total (regional e residual) e derivadas (Dx,Dy,Dz,TDR,HD-TDR) convolucional, foram associados ao mapa estrutural da bacia onde foi possível delimitar domínios, orientações de falhas e lineamentos estruturais a partir das assinaturas gravimétricas e magnetométricas. Com o método da Deconvolução de Euler 3D Localizada, aplicado à anomalia magnética, foi possível determinar as principais falhas e contatos geológicos assim como as profundidades de fontes magnéticas de 0 á 4000 *m*, mostrando também que é possível profundidades maiores.

Modelagens gravimétricas foram realizadas utilizando o software GM-SYS, da empresa Northwest Geophysical Associates. Inc., como uma plataforma integrada ao OASIS MONTAJ. As informações das distribuições geométricas das camadas foram obtidas a partir de uma linha sísmica, L103, disposta em tempo (previamente interpretada pelo Grupo de Estratigrafia Teórica e Aplicada, GETA, CPGG-UFBA), facilitando as modelagens necessárias. Satisfatoriamente a modelagem correspondeu as feições possíveis na área, sendo que as densidades utilizadas foram obtidas a partir de inferências dos tipos de rochas na área, onde basicamente as densidades estão em torno de 1,8 à 2,7 *g/cm*⁻³. Determinou-se uma profundidade do embasamento de aproximadamente 3.5 *km*, referente à linha L103 do BDEP-ANP,

com erro menor que 0,9%. Nesse caso, feições de densidades hipoteticamente diferentes, apesar de muito próximas, determinaram uma mesma resposta demonstrando a ambiguidade do método para verificar feições geológicas, e a fácil manipulação da curva calculada caso necessite refinar as densidades utilizadas.

ÍNDICE

RESUMO	iii
ÍNDICE	v
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 1 Aspectos Geológicos e Dados Geofísicos	4
1.1 Aspectos Geológicos da Bacia do São Francisco	4
1.1.1 Localização Geográfica	4
1.1.2 Contexto geológico regional	5
1.1.3 Arcabouço geológico e estrutural	6
1.2 Dados Geofísicos	8
1.2.1 Levantamento aéreo Lev-1: região Norte da BSF	8
CAPÍTULO 2 Métodos de Interpolação, Filtragem 2D e Deconvolução de Euler 3D Localizada	12
2.1 Métodos de Interpolações	12
2.1.1 Frequência de Nyquist, Efeito Aliasing e tamanho da célula do <i>grid</i> .	13
2.1.2 Interpolação Bi-Direccional-BIGRID	13
2.1.3 Interpolação de Mínima Curvatura-RANGRID	14
2.2 Filtragens 2D em diferentes domínios	15
2.2.1 Filtragens no domínio do comprimento de onda	16
2.2.2 Filtragens no domínio do espaço	17
2.2.3 Operadores sobre os Campos Potenciais	17
2.3 Deconvolução de Euler 3D Localizada	20
2.4 Espectro Radial de Potência	21
CAPÍTULO 3 Método Gravimétrico	22
3.1 Introdução	22
3.2 Princípios Gravitacionais	23
3.2.1 Equações do Campo Gravitacional	23
3.3 Reduções Gravimétricas	24
3.3.1 Gravidade Normal - Correção de Latitude	24
3.3.2 Correção da Deriva Instrumental	25

3.3.3	Correção de Marcé	25
3.3.4	Correção de Eötvös	26
3.3.5	Correção de Terreno	26
3.3.6	Correção de Ar-Livre	27
3.3.7	Correção de Bouguer	28
3.4	Anomalias Gravimétricas	29
3.4.1	Anomalia de Ar-Livre	29
3.4.2	Anomalias Bouguer	30
CAPÍTULO 4	Método Magnetométrico	31
4.1	Introdução	31
4.2	Princípios Magnéticos	32
4.2.1	Potenciais Escalar e Vetor do Campo Magnético	32
4.2.2	Campo Dipolar Magnético	32
4.2.3	Relações entre Vetores Campo Magnético e Intensidade Magnética . .	33
4.3	Fundamentos do Campo Geomagnético	35
4.3.1	Campos Magnéticos da Terra	35
4.3.2	Reduções Magnéticas	37
4.4	Anomalia de Campo Total	38
CAPÍTULO 5	Análise dos Dados, Interpretações e Modelagens	39
5.1	Análise dos Dados	39
5.2	Interpretações	41
5.2.1	Contornos e domínios preferenciais	41
5.2.2	Integração da GRAV-MAG com o mapa estrutural da bacia	44
5.2.3	Estimativas de profundidades	75
CAPÍTULO 6	Conclusões	89
APÊNDICE A	Propriedades Físicas de Rochas e Minerais	92
	Referências Bibliográficas	94

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1	Localização da Bacia do São Francisco - Brasil (modificado do BDEP, 2013) com a área de estudo em retângulo	4
6		
8		
1.4	Área do levantamento Lev-1 (modificado do Relatório,2008)	9
1.5	Vão estrela para realizar a Compensação Magnética (modificado de Relatório,2008)	11
14		
15		
36		
5.1	Domínios gravimétricos e estruturais da área em estudo: mapa ressaltando feições regionais; destaque para os domínios interpretados, alto (rosa), intermediário (verde a amarelo) e baixo (azul).	42
42		
5.3	Curvas de contorno da anomalia Bouguer completa, mostrando principais feições regionais assinaladas pela gravimetria.	43
5.4	Curvas de contorno da anomalia Bouguer residual, mostrando as principais feições locais após remoção das respostas regionais	43
5.5	Mapa de anomalia Bouguer completa destacando feições regionais e as falhas do evento Brasileiro. . . .	46
5.6	Mapa de anomalia Bouguer residual destacando as feições locais e as falhas do evento Brasileiro; as falhas estão contralando mais as respostas localizadas que as regionais destacadas na fig.5.5.	46
5.7	Mapa de derivada inclinada convolucional gravimétrica e falhas do evento Brasileiro; algumas dessas estruturas estão sendo assinalizadas, principalmente as falhas a norte e leste e algumas falhas a oeste. . . .	47
5.8	Mapa de derivada horizontal total convolucional da derivada vertical convolucional gravimétrica e falhas do evento Brasileiro; destaca variações da derivada inclinada, sendo que algumas das falhas destacadas a leste e oeste são assinaladas.	47
5.9	Mapa de derivada Dx convolucional gravimétrica e falhas do evento Brasileiro; destaque para a falha a leste. . . .	48
5.10	Mapa de derivada Dy convolucional gravimétrica e falhas do evento Brasileiro; falhas tem direção N-S, não são assinaladas pois essa derivada destaca mais as variações na direção 0x; observar as falhas ao norte sendo assinaladas.	48
5.11	Mapa de derivada Dz convolucional gravimétrica falhas do evento Brasileiro; as falhas a leste estão assinaladas mas a baixa assinatura gravimétrica indica que possuem grandes profundidades; falhas ao norte são mais rasas.	49

5.12	Mapa de amplitude do sinal analítico convolucional gravimétrico e falhas do evento Brasileiro; determinando principalmente bordas; as falhas estão sendo controladas pelos valores elevados do SA.	49
5.13	Mapa de anomalia magnética e falhas do evento Brasileiro; falhas transversais às respostas, indicam que as assinaturas não correspondem à essas estruturas.	50
5.14	Mapa de anomalia magnética residual e falhas do evento Brasileiro; falhas transversais às respostas, indicam que as assinaturas não correspondem à essas estruturas.	50
5.15	Mapa de derivada inclinada convolucional magnética e falhas do evento Brasileiro; a não correlação das falhas oeste e leste indicam que estas são mais profundas; as falhas a norte são mais rasas.	51
5.16	Mapa de derivada horizontal total convolucional da derivada inclinada convolucional magnética e falhas do evento Brasileiro; destaque para falhas norte e leste.	51
5.17	Mapa de derivada Dx convolucional magnética e falhas do evento Brasileiro; falhas rasas de direção N-S são assinaladas; destaque para as falhas a leste com baixa assinatura MAG, indicando que não é rasa. . .	52
5.18	Mapa de derivada Dy convolucional magnética e falhas do evento Brasileiro; falhas rasas de direção E-W são assinaladas; destaque para as falhas a norte com alta assinatura MAG, indicando baixas profundidades. .	52
5.19	Mapa de derivada Dz convolucional magnética e falhas do evento Brasileiro; destaque para as assinaturas magnéticas dipolares das falhas a norte sendo maiores que as das falhas a leste, indicando que as mesmas estão a baixas profundidades.	53
5.20	Mapa de amplitude do sinal analítico convolucional magnético e falhas do evento Brasileiro; centralizando as respostas magnéticas mapeando centro de fontes e suas bordas; respostas magnéticas são mais acentuadas onde o embasamento é mais raso, correspondendo ao Alto de Jamária.	53
5.21	Anomalia Bouguer e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz convolucional da anomalia Bouguer	56
5.22	Anomalia Bouguer residual e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz convolucional da anomalia Bouguer	56
5.23	Derivada TDR convolucional gravimétrica e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz convolucional da anomalia Bouguer	57
5.24	Derivada HD-TDR convolucional e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz convolucional da anomalia Bouguer	57
5.25	Derivada Dx convolucional gravimétrica e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz convolucional da anomalia Bouguer	58
5.26	Derivada Dy convolucional gravimétrica e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz convolucional da anomalia Bouguer	58
5.27	Derivada Dz convolucional gravimétrica e estruturas interpretadas no mesmo.	59
5.28	Sinal analítico convolucional gravimétrico e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz convolucional da anomalia Bouguer.	59
5.29	Anomalia magnética regional com estruturas interpretadas no mapa Dz-conv da anomalia Bouguer; as orientações das estruturas seguem as direções dos lineamentos magnéticos; observa-se dipolos magnéticos regionais centrados em valores altos (em rosa) e baixos (em azul).	60

5.30	Anomalia magnética residual (respostas localizadas) com estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da anomalia Bouguer; derivada vertical N-S destacando assinaturas com direção horizontal E-W; observar que algumas das orientações interpretadas aproximam-se das assinaturas magnéticas.	60
5.31	Derivada TDR-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da anomalia Bouguer; assinaturas da derivada TDR mostrando as orientações das estruturas localizadas nos domínios magnéticos.	61
5.32	Derivada TDR-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da anomalia Bouguer; derivada HD-TDR mostrando como varia a derivada TDR nas direções 0xy; valores de amplitude magnética constante tornam-se monotónico azul.	61
5.33	Derivada Dx-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da anomalia Bouguer; derivada horizontal E-W destacando assinaturas com direção vertical N-S; observar que as orientações interpretadas aproximam-se das assinaturas magnéticas	62
5.34	Derivada Dy-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da anomalia Bouguer; derivada vertical N-S destacando assinaturas com direção horizontal E-W; observar que algumas das orientações interpretadas aproximam-se das assinaturas magnéticas.	62
5.35	Derivada Dz-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da anomalia Bouguer; derivada vertical 0z magnética destacando as orientações mais rasas coincidentes com as estruturas interpretadas.	63
5.36	Sinal analítico SA-conv magnético e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da anomalia Bouguer; nesse destaca-se os monopolos magnéticos, inclusive sendo controlados pelas orientações interpretadas.	63
5.37	An.Bouguer e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; falhas e lineamentos magnéticos têm aproximadamente as mesmas orientações das identificadas na fig.5.21; destaque para as falhas em amarelo interpretadas no mapa Dz-conv magnético fig.5.51.	64
5.38	An.Bouguer residual e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; orientações de falhas e lineamentos magnéticos vista para feições gravimétricas locais.	64
5.39	Derivada TDR-conv gravimétrica e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; estruturas e lineamentos magnéticos possuem orientações similares à direção das distribuições das respostas gravimétricas sendo controladas pelas mesmas.	65
5.40	Derivada HD-TDR-conv gravimétrica e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; assinalando como ocorre a variação da derivada TDR (ao lado) nas direções 0xy.	65
5.41	Derivada Dx-conv gravimétrica e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; estruturas e lineamentos magnéticos de direção N-S têm orientação similar à algumas assinaturas gravimétricas, destaque para direções NE-SW.	66
5.42	Derivada Dy-conv gravimétrica e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; estruturas e lineamentos magnéticos de direção E-W têm orientação similar à algumas assinaturas gravimétricas.	66

5.43	Derivada Dz-conv gravimétrica e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; observar que mesmo as estruturas e lineamentos magnéticos tendo sido marcadas no mapa de derivada magnética suas orientações são similares Às assinaturas gravimétricas.	67
5.44	Sinal analítico SA-conv da gravimétrica e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética	67
5.45	An.magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; orientações das estruturas e lineamentos magnéticos coincidentes com os dipolos magnéticos regionais centrado em valores altos (em rosa) e baixos (em azul).	68
5.46	An.magnética residual e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; estruturas e lineamentos coincidem com os dipolos magnéticos residuais (localizados); domínios magnéticos estão sendo controlados pelas orientações interpretadas no mapa Dz-conv da an.magnética (fig.5.51).	68
5.47	Derivada TDR-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; estruturas e lineamentos magnéticos coincidem com as orientações interpretadas no mapa Dz-conv da an.magnética; as falhas em amarelo estão bastante assinaladas.	69
5.48	Derivada HD-TDR-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; as variações ao longo das direções 0xy da derivada TDR (ao lado), ficam acentuadas; cuidadosamente é possível observar o Alto de Januária.	69
5.49	Derivada Dx-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; variações na direção E-W ficam destacadas; notar como algumas das orientações interpretadas no mapa Dz-conv da an.magnética coincidem as assinaturas da Dx-conv magnética.	70
5.50	Derivada Dy-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; variações na direção N-S ficam destacadas; notar como algumas das orientações interpretadas no mapa Dz-conv da an.magnética coincidem com as assinaturas da Dy-conv da an.magnética.	70
5.51	Derivada Dz-conv da an.magnética e estruturas e lineamentos magnéticos interpretados no mesmo. . . .	71
5.52	Sinal analítico SA-conv da an.magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; estruturas e lineamentos magnéticos estão majoritariamente presentes no alto do embaçamento (Alto de Januária).	71
5.53	Folhas correspondentes aos levantamentos SRTM, modificado e disponível no site da EMBRAPA-Brasil organizados por estados da união	72
5.54	Anomalia ar-livre ressaltando o controle topográfico norte da bacia e integrado as estruturas principais da bacia	73
5.55	Anomalia ar-livre ressaltando o controle topográfico norte da bacia integrado com as estruturas principais da bacia e as folhas SRTM com 50% de transparência	73
5.56	Folhas SRTM fornecendo a distribuição do relevo da bacia	74
5.57	Folhas SRTM com as estruturas da bacia	74
5.58	Espectro radial de potência da anomalia Bouguer: observe que $\text{depth}(\text{k_unit})=\text{profundidade}(\text{km})$; e a frequência de Nyquist de 0.3 km^{-1}	76
5.59	Espectro radial de potência da anomalia Bouguer residual: $\text{depth}(\text{k_unit})=\text{profundidade}(\text{km})$; observe também as profundidades mais rasas das fontes e a frequência de Nyquist muito maior que a faixa de frequência em análise.	77

5.60	Espectro radial de potência da anomalia magnética total: depth(k_unit) —profundidade(km); e a frequência de Nyquist de 0.3 km^{-1}	78
5.61	Picos de amplitude do sinal analítico da anomalia magnética.	80
5.62	Picos de amplitude do sinal analítico da anomalia magnética e interpretações de falhas e contatos entre corpos a partir da análises dos mapas de deconvolução de Euler; observar profundidades das fontes. . . .	80
5.63	Deconvolução de Euler 3D localizada: índice estrutural $n=0.5$ que corresponde a geometrias de <i>fitas fina</i> (falhas e contatos entre corpos); observar as esferas com diferentes raios e profundidades sem maiores distinções. . . .	81
5.64	Deconvolução de Euler 3D localizada: índice estrutural $n=0.5$ que corresponde a geometrias de <i>fitas fina</i> (falhas e contatos entre corpos); observar raios de esferas com profundidades acima de 1000 m ; fontes magnéticas de profundidades rasas.	81
5.65	Deconvolução de Euler 3D localizada: índice estrutural $n=0.5$ que corresponde a geometrias de <i>fitas fina</i> (falhas e contatos entre corpos); observar raios de esferas com profundidades de $0\text{-}2000 \text{ m}$; fontes magnéticas de profundidades rasas.	82
5.66	Deconvolução de Euler 3D localizada: índice estrutural $n=0.5$ que corresponde a geometrias de <i>fitas fina</i> (falhas e contatos entre corpos); observar raios de esferas com profundidades de $1000\text{-}2200 \text{ m}$; fontes magnéticas de profundidades rasas.	82
5.67	Deconvolução de Euler 3D localizada: índice estrutural $n=0.5$ que corresponde a geometrias de <i>fitas fina</i> (falhas e contatos entre corpos); observar raios de esferas com profundidades de $2000\text{-}2400 \text{ m}$; fontes magnéticas de profundidades rasas à intermediárias.	83
5.68	Deconvolução de Euler 3D localizada: índice estrutural $n=0.5$ que corresponde a geometrias de <i>fitas fina</i> (falhas e contatos entre corpos); observar raios de esferas com profundidades de $2200\text{-}2600 \text{ m}$; fontes magnéticas de profundidades rasas à intermediárias.	83
5.69	Deconvolução de Euler 3D localizada: índice estrutural $n=0.5$ que corresponde a geometrias de <i>fitas fina</i> (falhas e contatos entre corpos); observar raios de esferas com profundidades de $2400\text{-}2800 \text{ m}$; profundidades intermediárias das fontes magnéticas.	84
5.70	Deconvolução de Euler 3D localizada: índice estrutural $n=0.5$ que corresponde a geometrias de <i>fitas fina</i> (falhas e contatos entre corpos); observar raios de esferas com profundidades de $3600\text{-}4000 \text{ m}$ e acima de 4000 m ; destaque para as fontes magnéticas mais profundas na parte oeste e norte da área.	84
5.71	Perfil obtido através do mapa de anomalia Bouguer residual, exportado do OASIS para o GM-SYS.	85
5.72	Modelagem gravimétrica utilizando o software GM-SYS, de camadas subparalelas: acima, modelo com a linhas sísmica; abaixo, modelo sem a linha sísmica com destaque para o erro associado à modelagem	87
5.73	Modelagem gravimétrica alternativo, utilizando o software GM-SYS: acima, modelao com a linhas sísmica com diferentes valores de densidade do modelo da figura 5.72; abaixo, modelo sem as linhas sísmicas	88

INTRODUÇÃO

Métodos Potenciais são assim definidos devido ao carácter essencial de medida advindos do Potencial Gravitacional e Potencial Escalar Magnético (comumente em Geofísica adota-se o termo Gravimetria e Magnetometria, possivelmente advindos do sentido *métrico* dos campos, normalmente não utilizados nos livros clássicos de Física), respectivamente dos vetores gravitacionais e campo magnéticos, fornecem a partir das propriedades físicas das rochas, densidade de massa e susceptibilidade magnética, as distribuições espaciais das mesmas, quer sejam em subsuperfície, em regiões próximas ao nível do mar (que equivale aproximadamente ao *datum Elipsóide de Referência*), ou em áreas de grandes profundidades. Essa capacidade de investigação é consequência da natureza física desses campos, que tem características de *banda larga*, ou seja, os gravímetros e magnetômetros conseguem detectar fontes que estejam *emitindo* o sinal na faixa de amplos espectros de frequência espacial (normalmente chamado também de *número de onda*). Apesar do carácter ambíguo inerentes aos mesmos (ou seja, diferentes distribuições e/ou densidades de massa e susceptibilidades, podem fornecer uma mesma resposta do campo potencial), os métodos gravimétricos e magnetométricos, são uma ferramenta de grande importância no mapeamento quer seja de áreas restritas a nível de detalhe, como de grandes extensões continentais, a nível regional.

O objetivo desse trabalho é determinar estruturas preferenciais primárias (de grandes extensões) e secundárias (menos extensas, mas com respostas significativas), falhas, lineamentos estruturais, assim como faixas correspondentes aos domínios de depocentro e estruturas rasas do embasamento, e suas distribuições ao longo da porção norte e central da bacia do São Francisco. Para isso serão utilizados conceitos e métodos aplicados aos dados de Gravimetria e Magnetometria, obtidos de diferentes maneiras. A metodologia empregada é integrar diferentes operadores de campos potenciais para verificar assinaturas gravimétricas e magnetométricas coincidentes na área, determinando e comparando as respostas de feições marcantes e possíveis de serem interpretadas.

Esse trabalho foi desenvolvido no âmbito do Projeto Bacia do São Francisco (Projeto BAFRAN), cujo título é *Reavaliação geológica da porção baiana da Bacia do São Francisco: estratigrafia de sequências, sismoestratigrafia, geologia estrutural e possíveis implicações para sistemas petrolíferos*, do Grupo de Estratigrafia Teórica e Aplicada (GETA), gerenciado pelo Professor Dr. Michael Holz, do Instituto de Geociências, UFBA. A infraestrutura utilizada foi a do Laboratório de Geofísica de Exploração de Petróleo (LAGEP). Os dados advêm do Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), fornecidos para o projeto. A área de estudo compreende

a porção norte e central da bacia sedimentar intracratônica do São Francisco, envolvendo a região oeste da Bahia e partes dos demais estados como Minas Gerais, Goiás e Distrito Federal, Tocantins e Piauí, limitada pelas coordenadas $10^{\circ}40'N$ à $16^{\circ}00'S$ e $42^{\circ}40'E$ à $48^{\circ}10'W$. O levantamento foi realizado pela empresa AeroGeoPhysica LatinoAmerica, AGP-LA Microsurvey Aerogeofísica e Consultoria Científica Ltda, em 2008, onde 54.000 quilômetros lineares de dados aeromagnetométricos e aerogravimétricos foram obtidos.

A Bacia do São Francisco é uma bacia polifásica com diferentes e complexas feições, principalmente na porção sul, onde as rochas estão mais metamorfolizadas, inclusive nas faixas móveis que a circunda, e relativamente menos complexa na região norte e central, onde as sequências sedimentares apresentam pacotes distribuídos subparalelamente. Com diferentes processos de tafrogênese e orogênese, que remontam 1,8Ga, e por ser homônima a um cráton (que representam regiões aproximadamente estáveis de placas continentais), possui registros distintos sofridos durante os processos geotectônicos subsequentes. Assim sendo, há presença desde embasamento arqueano formadas por rochas supracrustais mais antigas até coberturas fanerozóicas recentes. Compreendendo as unidades litoclitográficas Supergrupo Espinhaço de idade Paleoproterozóica e mesoproterozóica, Supergrupo São Francisco de idade neoproterozóica, Grupo Santa Fé com sedimento do Paleozóico, e os Grupos Arcados, Mata da Corda e Urucua, os três do cretáceo (Martins-Neto et al., 2001). A bacia é dividida em três feições estruturais determinadas por gravimetria, o Alto de Januária, o Alto de Sete Lagoas e intercalado com estes o Baixo de Pirapora.

Inicialmente os dados foram carregados no software OASIS MONTAJ versão 7.3, da empresa GEOSOFT, instalado na rede de computadores do LAGEP-UFBA. Foi verificado que os mesmos estavam pré-processados e com nivelamento das linhas de aquisição. Sendo assim, diferentes testes foram feitos afim de se verificar presença de *spikes* e “saltos de ciclos”. Para isso foi realizado o rebatimento das linhas nos seus perfis, projetados em mapas e posteriormente verificados em cada perfil se havia algum *dummie* na planilha de dados. Após esses passos iniciais foi realizado o segundo passo, onde constou no controle de qualidade das correções dos campos potenciais. No caso da gravimetria, foi refeito e comparado as correções de latitude, ar-livre, Eötvös e Bouguer, cujas as equações estão expressas ao longo do trabalho. Não foram realizadas as correções de terreno, onde inclusive a empresa possuía suas próprias rotinas de processamento, não divulgada ou encontrada na literatura. As correções magnéticas adotadas foram referentes ao do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), pois as compensações devido o efeito da assinatura da aeronave e devido variações de mudanças de rumos estavam previamente corrigidas, assim como a variação diurna. Posteriormente foram gerados diferentes mapas com diferentes técnicas de interpolação para ambos os dados geofísicos, com diferentes tamanhos da célula do *grid* e tensões associadas à malha de interpolação, para verificar o comportamento do software e a qualidade dos mapas. Essas informações não estão dispostas nesse trabalho, de forma que,

os mapas aqui apresentados foram escolhidos a partir dos *grids* com melhor qualidade sem efeito *aliasing*. Nesse sentido, o tamanho da célula, dependerá do tipo de malha adotada, ou seja, se os dados estão sendo utilizados pelos sistemas em coordenadas geográficas de *datum* SAD69 com *datum* local transformado [SAD69](5m)Brasil, ou o sistema de projeção XY de *datum* SAD69 [SAD69](8m)Brasil com o método UTM(zona 23 S). Isso implica numa malha de *grid* curva ou planar. Para os dados gravimétricos adotou-se o *grid* interpolado pelo método de mínima curvatura ou RANGRID e para o magnetométrico o método bidirecional ou BIGRID.

A partir dos *grids* e respectivos mapas de anomalias e suas derivadas, foram interpretados altos e baixos gravimétricos e magnéticos, fazendo uma correspondência com os altos e baixos estruturais da bacia. Ficou demonstrado, a partir dos mapas de anomalias Bouguer e Bouguer residual interpretados, o Alto de Januária e o Baixo de Pirapora, discutidos na literatura (Martins-Neto et al., 2001; Lesquer et al., 1981; Ussami, 1993; Mascarenhas et al., 1984). Falhas e linamentos estruturais foram mapeados e sugeridos, a partir da integração de todos os mapas dos campos e suas derivadas, correlacionando-os entre si e entre o shape estrutural da bacia, esse último obtido através da CPRM. Verificou-se uma correspondência entre os mapas de derivadas inclinadas e sua derivada horizontal total com as estruturas da bacia, métodos esses não comuns na literatura para interpretação para delinear orientações e estruturas da bacia. Foi utilizado o mapa de anomalia ar-livre integrado com os dados do SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission), da NASA (North American Spacial Agency), baixados do site da EMBRAPA-Brasil,

Para se ter estimativas das profundidades foram utilizados Espectros Radial de Potência, determinado a partir de um *grid* no domínio do comprimento de onda, obtido pela FFT de um *grid* original, relacionando os campos potenciais com possíveis profundidades. Foi utilizado também a técnica de Deconvolução de Euler 3D Localizada, onde os *grids* das derivadas (D_x, D_y, D_z) e o sinal analítico, localizam os pontos correspondentes às fontes. Nesse trabalho foi usado o índice estrutural $n = 0,5$ que corresponde a falhas e contatos geológicos, chamados de corpos tipo *fita fina*.

Modelagens gravimétricas foram realizadas com dois modelos básicos com densidades que variam entre 1,8 à 2,7 g/cm^{-3} utilizando o software GM-SYS, da empresa Northwest Geophysical Associates, Inc., plataforma integrada ao OASIS MONTAJ. Foi utilizada como condições de contorno a linha sísmica em tempo, previamente interpretada pelo Grupo de Estratigrafia Teórica e Aplicada, GETA, CPGG-UFBA, onde satisfatoriamente correspondeu às densidades e distribuições de feições possíveis na área. Determinou-se uma profundidade do embasamento de aproximadamente 3,5 km , referente à linha L103 do BDEP-ANP, com erros entre a curva calculada e os valores obtidas pelas estações gravimétricas não ultrapassando 0.9%. Então é feita uma discussão entre os dados de profundidades estimadas pelo espectro radial de potência, tanto para os dados de anomalia Bouguer regional como residual.

CAPÍTULO 1

Aspectos Geológicos e Dados Geofísicos

1.1 Aspectos Geológicos da Bacia do São Francisco

1.1.1 Localização Geográfica

A Bacia do São Francisco está localizada no interior do Brasil, sobre o Cráton São Francisco à uma área aproximada de 350.000 km^2 (Zalan e Silva, 2007), entre os estados de Bahia e Minas Gerais, e ainda Goiás, Distrito Federal, Tocantins e Piauí. Situada entre o limites de coordenadas $10^{\circ}10''\text{N}$ à $20^{\circ}20''\text{S}$ e $43^{\circ}10''\text{E}$ à $47^{\circ}40''\text{W}$.

A área de estudo abrangida por esse trabalho compreende principalmente a porção norte e central da bacia, envolvendo a região oeste da Bahia e partes dos demais estados, onde geologicamente apresenta feições rasas e profundas do embasamento, menos alterada e metamorfozizada que a porção mineira mais ao sul, e possui as principais sequências sedimentares da bacia. Na área trabalhada ocorrem minerais de interesse econômico como ouro e magnetita, dentre outros, em cartas metalogenéticas.

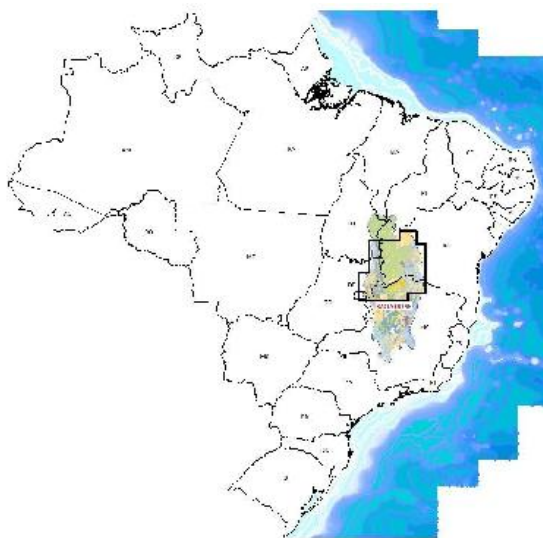


Figura 1.1: Localização da Bacia do São Francisco - Brasil (modificado do BDEP, 2013) com a área de estudo em retângulo

1.1.2 Contexto geológico regional

O Cráton do São Francisco (e sua correlata Bacia do São Francisco) e outros da Plataforma Sul-americana, representam regiões aproximadamente estáveis de paleoplacas continentais, localizadas no supercontinente Gondwana Ocidental, formadas no final do Proterozóico. Externo aos crátons, margens continentais converteram-se em cinturões orogênicos, no final das colisões neoproterozóicas (Martins-Neto, Pinto e Alkmim, 2001). Antes da formação do Oceano Atlântico, possivelmente existia o cráton São Francisco/Congo formando um paleocontinente, onde há registros dos esforços sofridos e correlatos em ambas regiões hoje individualizadas (Martins-Neto, Pinto e Alkmim, 2001).

A Bacia do São Francisco foi formada por diferentes processos e cenários geotectônicos, em intervalos de tempos muito grandes, por isso é considerada uma bacia polifásica, ou como uma sucessão de bacias superpostas segundo Martins-Neto et al. (2001). A evolução geológica da bacia pode ser resumida da seguinte forma:

- Rifting e magmatismo de Atlântica (reunião dos atuais crátons São Francisco e Congo com partes do embasamento circundado por faixas neoproterozóicas), em torno de 1,75 Ga: deposição de unidades basais do Supergrupo Espinhaço; na Faixa Brasília desenvolvimento de bacias rifte a margem passiva (1300 e 950 Ma) depositando os grupos Canastra e Paranoá; orogênese em 1,3 Ga com inversão de riftes; amalgamação de Rondônia, em 1,0 Ga;
- Desmembramento de Rondônia (950 Ma), rifting Toniano do paleocontinente São Francisco/Congo; em alguns lugares ocorriam domínios oceânicos com sedimentos marinhos;
- Formação do Gondwana Ocidental (790 Ma) devido colisões do paleocontinente São Francisco com arcos e placas menores, depois com paleocontinentes Rio de Plata, Amazônia, África Ocidental e Kalahari. No final do Neoproterozóico, a Bacia do SF recebe sedimentos do Grupo Bambuí, tornando-se uma bacia flexural de antepaís; em 600 Ma ocorre formação de cadeias orogênicas ao redor da bacia; registro da passagem da bacia SF pela região circumpolar, no Permo-Carbonífero, através dos sedimentos do Grupo Santa Fé;
- Novos riftamentos no Cretáceo e deposição ao sul da base do Grupo Areado em hemigrábens devido a reativação de falhas do sustrato pré-cambriano; registros do avanço do mar para o interior do Gondwana e seu desmembramento; magmatismo alcalino ao sul e socorimento do Arco do Alto do Parnaíba; tensões intraplaca produzem sinclises na porção central e norte da bacia recebendo o Grupo Urucui; nova tafrogênese, do final do Eoceno ao início do Oligoceno, formando sistemas de riftes no interior continental, com falhas normais afetando pacotes cretáceos ao sul.

Informações detalhadas dessa evolução geológica podem ser encontradas em Martins-Neto et al. (2001).

1.1.3 Arcabouço geológico e estrutural

Considera-se a Bacia do São Francisco (BSF) como a porção sul do cráton homônimo (fig. 1.2), sendo uma bacia polifásica onde suas diferentes fases são posterior à 1,8 Ga.

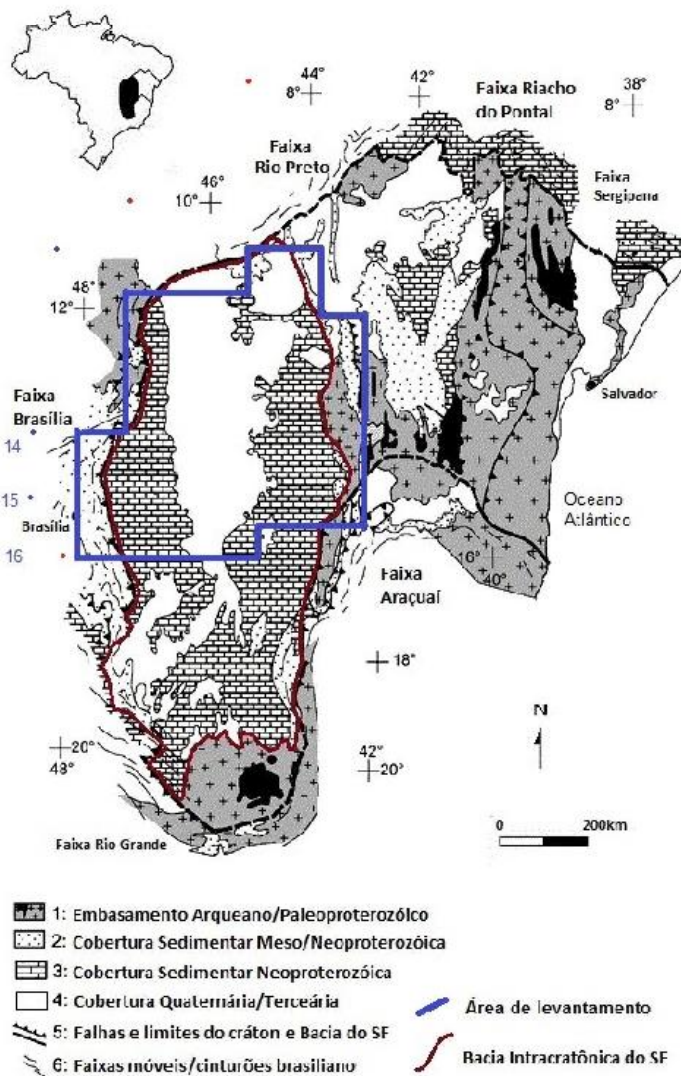


Figura 1.2: Limites da Bacia do São Francisco, modificado de (Pimentel e Silva, 2003) e a área de estudo

Adotando a definição de cráton homônimo estabelecida em Martins-Neto, Pinto e Alk-mim (2001), a BSF é delimitada ao sul, pelo contato de rochas do Supergrupo Espinhaço e substratos cratônico, de rochas que remontam antes de 1,8 Ga, a leste pela Faixa Araçuaí,

expressa pela Cordilheira do Espinhaço Meridional, a oeste pela Faixa Brasília, a norte pela Faixa Rio Preto, a nordeste pelo corredor intracratônico de Deformação do Paramirin, onde se nota as serras do Espinhaço Setentrional e Boquirão. Destaca-se então que é circundada por cinturões orogênicos neoproterozóicos, que correspondem à leste a Faixa Araçuaí, a oeste e sul a Faixa Brasília, a noroeste a Faixa Rio Preto e a norte as faixas Riacho do Pontal e Sergipana. Esses cinturões assinalam uma mudança de diferentes estilos do regime tectônico. Na Faixa Brasília, o embasamento é constituído de rochas arqueanas e paleoproterozóicas. Na parte interior da BSF, ocorrem cinturões epidérmicos de dobramentos e calvagens de coberturas proterozóicas quando deformadas (Martins-Neto, Pinto e Alkmim, 2001). Observar que o seu limite sul é erosional e seu limite nordeste possui elementos estruturais intracratônicos, no Corredor do Paramirin. A bacia pode ser dividida estruturalmente em três compartimentos (Martins-Neto, Pinto e Alkmim, 2001): compartimentos leste e oeste referente às faixas, incluindo a parte externa onde se localizam, e o compartimento central de unidades pré-cambrianas sem deformação, aplicáveis também para unidades fanerozóicas.

As principais características do arcabouço estrutural podem ser vista de forma resumida como:

- Faixas Brasília e Rio Preto: essas porções externas possuem cinturões de dobramentos e cavalgamentos de antepaís; de forma geral, vergem para leste;
- Faixa Araçuaí: rochas envolvidas por cinturão epidérmico de antepaís, vergente para oeste; cobertura pré-cambriana isolada do embasamento por descolamento basal; essa região, apresenta deformação compressional e grande migração de soluções hidrotermais, crescendo do limite oeste para leste o grau do metamorfismo;
- Região central e embasamento: rochas do Supergrupo Espinhaço não apresentam grandes deformações; porções norte, central e sul, apresentam grandes estruturas com dois altos, denominados Januária e Sete Lagoas, separados por um baixo, de nome Pirapora (ver fig. 1.3); também há ocorrências de sedimentos fanerozóicos

O embasamento é constituído majoritariamente por rochas que remontam o arqueano, com participações consideráveis de rochas do paleoproterozóico. Segundo Zalan e Silva (2007), supõe-se que apresente gnaisses, granitos e rochas metamórficas de alto grau, superiores à 1,8 Ga presente na borda sul e em afloramentos centrais no estado da Bahia, onde existe um alto cratônico estrutural demarcado por uma importante anomalia gravimétrica longitudinal no centro da bacia. Mapas Bouguer realizados na parte norte da bacia indicam que o embasamento está relativamente raso (Ussami, 1993), concordando com o Alto de Januária. Na parte meridional central têm-se também associado ao embasamento raso o Alto de Sete Lagoas (D'Arrigo, 1995), interpretado por Lesquer et al. (1981) e Ortu (1990) em mapas Bouguer, como continuidade do bloco ao sul. Conjugado aos altos têm-se o Baixo de Pirapora, que corresponde a um graben com uma espessura de 5000m.

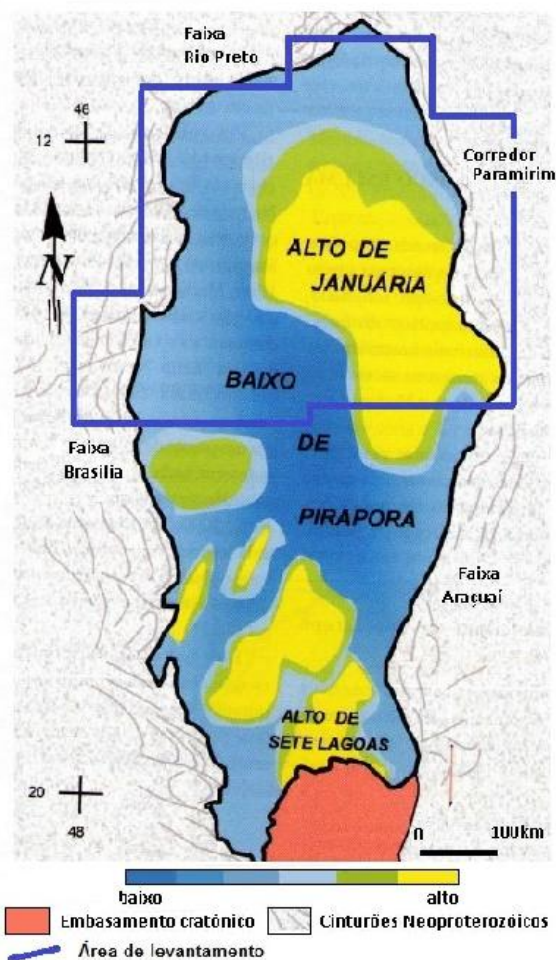


Figura 1.3: Mapa esquemático da bacia com distribuição de altos e baixos do embasamento, modificado de Martins-Neto et al. (2001)

1.2 Dados Geofísicos

1.2.1 Levantamento aéreo Lev-1: região Norte da BSF

Área de levantamento

A área corresponde aos levantamentos aerogeofísicos gravimétrico e magnetométrico na parte norte da Bacia do São Francisco, compreendendo os estados da Bahia, Tocantins, Goiás e Minas Gerais, além do Distrito Federal. O polígono corresponde ao estabelecido no plano de levantamentos aéreos da Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), com vistas ao cumprimento do projeto intitulado Acrolevantamento: Aquisição de dados Gravimétricos e Magnetométrico na Bacia do São Francisco, que teve por objetivo a aquisição de 54.000 (cinquenta e quatro mil) quilômetros lineares de dados acrogravimétricos

e aeromagnetométricos na Bacia do São Francisco. Os vértices mostrados na figura 1.4 pertencem a esse polígono.

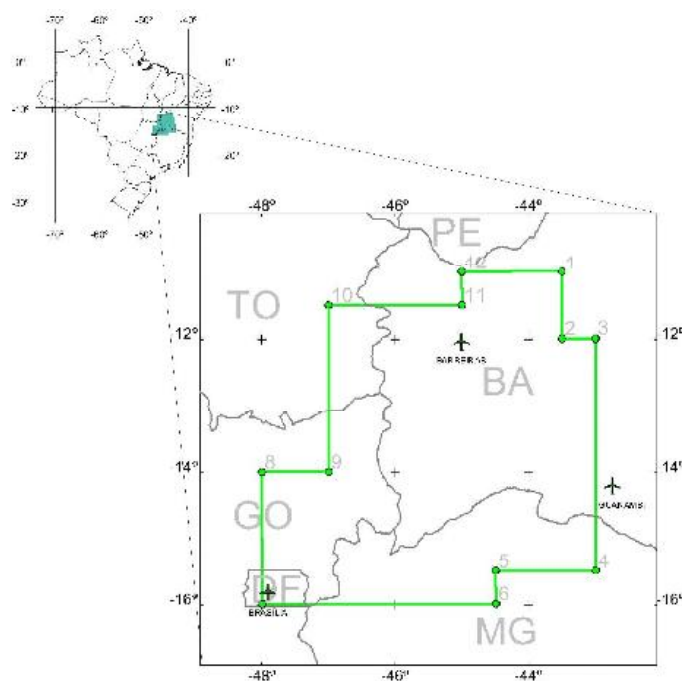


Figura 1.4: Área do levantamento Lev-1 (modificado do Relatório, 2008)

O levantamento foi realizado em uma área de 236.300 km^2 , estimando-se uma quilometragem linear de $54.000,0 \text{ km}$ de perfis gravimétricos e magnetométricos, com linhas de vôo e controle espaçadas respectivamente de $6,0 \text{ km}$, direção N-S, e $18,0 \text{ km}$, direção E-W. Após algumas análises preliminares dos perfis e excluindo-se as sobreposições dos mesmos devido a revôos e junção das áreas, a quilometragem efetiva tornou-se $58.196,0 \text{ km}$ e $59.223,1 \text{ km}$, sendo as mesmas consideradas para o banco de dados do levantamento.

Instrumentação

Os equipamentos utilizados foram divididos em duas partes que se integram: instrumentos aeromarcados e instrumentos de monitoramento. A aeronave utilizada, PT-MEA Cessna modelo Grand Caravan-C208B, fretada pela TAM - Táxi Aéreo Marília S/A, realizou vôos com velocidade média de 270 km/h com altura média de entre 500 e 800 m de vôo. Nesta foram embarcados os sistemas geofísicos aéreos de propriedade da empresa AeroGeoPhysica LatinoAmerica, a saber:

- Aerogravímetro: Gráviton, GMB-3;

Foi utilizado um sistema de gravímetros composto de duas partes, uma responsável

em avaliar a plataforma inercial (para avaliar a posição quasi-vertical dos sensores de medidas mantendo-os na vertical) e a segunda os sensores gravimétricos de medidas (composto por outros dois gravímetros do tipo corda vibrante).

- Aeromagnetômetro: Scintrex CS-3 - Vapor de Césio;
Com resolução de $0,001 \text{ nT}$, operando numa faixa entre $15.000\text{-}105.000 \text{ nT}$. As leituras foram realizadas a cada $0,01 \text{ s}$ (100Hz), o equivale (a partir da velocidade média de vôo), $0,78 \text{ m}$ de terreno. Por decimação têm-se frequência de 10Hz , o equivale $7,8 \text{ m}$ entre pontos amostrados. Os dados de posicionamento e de gravidade são armazenados no próprio conjunto.
- Sistema de aquisição: AeroMaster;
Principal unidade aeromagnética, é responsável pelo armazenamento dos dados magnéticos e de posicionamento, em um disco rígido.
- Radar altímetro: Bendix King, KRA10A; Destinado para o levantamento, permite a realização do vôo a uma altura constante a partir do relevo.
- Sistema GPS: Javad Euro GD L1/L2, 12 canais; Utilizado para navegação e correções garantindo o posicionamento das medidas realizadas. Sinais foram obtidos a uma frequência mínima de 5Hz .

Os sistemas de monitoramento foram instalados em estação base no solo, onde foram utilizados um GPS idêntico ao aeroembarcado e um magnetômetro terrestre Scintrex SM1 a vapor de Césio (leituras de campo magnético total com frequência de $1,0\text{s}$ armazenado no próprio instrumento).

Testes e Calibrações

As calibrações foram realizadas apenas em relação às informações magnéticas da aeronave. O teste de altimetria não precisou ser feito pois os mapas de relevo não foram gerados a partir dos dados altimétricos.

Compensação Magnética

A compensação magnética tem como objetivo eliminar o ruído induzido pela aeronave devido aos movimentos realizados durante o vôo. As aeronaves possuem uma complexa assinatura magnética tridimensional, à qual quando ocorre mudança de altitude, o fluxo magnético do campo terrestre se torna variável ao longo da aeronave, alterando sua assinatura magnética. Esse ruído é proveniente da chamada *Corrente de Foucault*, que surge quando ocorre variações de fluxo magnético em um condutor relativamente grande, sendo

essas correntes induzidas em sua superfície. Além dessa razão, também devido as magnetizações da aeronave e dos efeitos da mudança de direção dos sensores magnéticos embarcados.

Para realizar essa correção foi utilizado o magnetômetro fluxgate FL3-100, instalado na porção média da parte traseira do avião. O sensor FL-3 é sensível às mudanças de altitude. Sua frequência de operação é a mesma do vapor de césio de modo que existe sincronia perfeita entre eventos. Vôo estrela, como mostra a figura (1.5), formados pelas manobras de “arfagem” (pitch), “rolamento” (roll) e “guinada”, (yaw) são realizados a altitudes superiores à $3.000m$ (onde apenas efeitos fluxgate/campo são maiores, sem influência de fontes rasas), sobre uma área de baixo gradiente magnético, para determinar coeficientes de correções magnéticas em ambas as direções de voo (N-S e E-W) previstas para o levantamento, assim como nos dois sentidos.

Compensação Heading

É necessária para corrigir a diferença do campo magnético, observado pelo magnetômetro, ocorrida devido a mudança de rumo durante o levantamento. Consiste em realizar vôo caixa onde são feitos cruzamentos em um mesmo ponto, normalmente onde foi feito o vôo estrela, nas duas direções (N-S e E-W) de vôo previstas para o aerolevanteamento, em ambos sentidos.

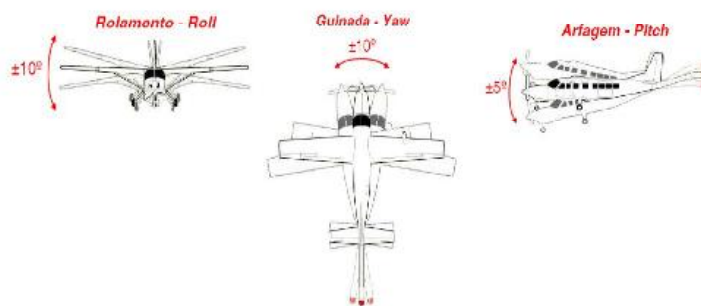


Figura 1.5: Vôo estrela para realizar a Compensação Magnética (modificado de Rrelatório,2008)

CAPÍTULO 2

Métodos de Interpolação, Filtragem 2D e Deconvolução de Euler 3D Localizada

2.1 Métodos de Interpolações

A idéia fundamental da interpolação é utilizar informações de conteúdo local para determinar e preencher, de formas otimizadas e sem falsamentos, pontos da rede de dados que não foram amostrados. Nesse sentido, depende do método matemático empregado e da malha de distribuição dos dados (ou seja, quantidade de amostragem e tipo de malha - dados em linhas ou aleatórios). O termo comum para dados de levantamentos potenciais interpolados é *gridagem*, que corresponde à interpolação de pontos, seja em mapa ou perfil, cujo o produto é o *grid*. Este, é a representação espacial XY da grandeza Z, ou seja, $Z = f(X, Y)$, cuja a magnitude é simbolizada por uma escala de cores RGB (red,blue,green).

Existe diferentes métodos de interpolação, dentre os quais os mais utilizados para dados potenciais são o *Bidireccional* e o *Mínima Curvatura*, tendo-se ainda o *Krigagem* e a *Triangulação*, entre os mais comuns utilizados em dados geofísicos em geral, para diferentes situações. Os métodos discutidos aqui resumem-se aos que foram utilizados nesse trabalho, o BICRD e o RANGRID.

Um termo muito comum são *linhas de produção*, ou *survey lines*, e linhas de controle, ou tie lines. Respectivamente são as linhas principais de levantamento e as linhas de amarração, transversais à primeira. A densidade de linhas de produção é superior e/ou com proximidades maiores em relação às transversais. Isso pode ser verificado através da opção *line path* no OASIS MONTAJ. Essa opção é importante para verificar a qualidade do levantamento (se as linhas estão seguindo o que foi determinado pelo projeto de aquisição, ou está de acordo com o relatório de campo, quando existir), verificar o tipo de distribuição dos dados (figuras 2.1 e 2.2) e determinar o tamanho da célula de gridagem.

2.1.1 Freqüência de Nyquist, Efeito Aliasing e tamanho da célula do *grid*

Freqüência de Nyquist (f_N) é a freqüência de maior valor (ou menor comprimento de onda associado) possível de se avaliar num dado intervalo de amostragem. É expressa pela relação,

$$f_N = \frac{1}{2d} \quad (2.1)$$

onde d é a distância do intervalo entre as amostras. Ou seja, é a metade da freqüência de amostragem $f_a = 1/d$. Freqüências acima da f_N , quando são consideradas causam o falsamento, ou *aliasing*, no espectro de freqüência, distorcendo informações reais inerentes aos dados adquiridos. Informações que estejam a uma freqüência superior à de Nyquist devem ser consideradas como ruído e descartadas de eventuais interpretações. Assim, por exemplo, nos espectros radiais de potência as profundidades das fontes cujas amplitudes estejam em freqüências superiores à f_N são desprezíveis.

Grid pode ser entendido como a malha XY onde os dados estão contidos, sendo assim os pontos onde possuem dados amostrados e pontos onde necessitam de informações interpoladas a partir daqueles observados. Quando se estabelece uma dada célula do *grid*, a malha pode ser de grosseira a refinada, diminuindo-se a célula elementar do *grid*. Todavia a escolha desta célula deve evitar efeito aliasing, onde informações irreais (não-geológicas) podem ser criadas, dificultando interpretações futuras. O tamanho da célula do *grid* (tc) é assim o intervalo espacial que define a célula unitária para interpolação. No caso do OASIS MONTAJ, é sugerido, 1/8 à 1/4 da distância de separação entre as linhas de levantamento (δl). Nesse trabalho foi adotada,

$$tc = \frac{1}{2\delta l} \quad (2.2)$$

assim é possível determinar a Freqüência de Nyquist como,

$$f_N = \frac{1}{2tc} \quad (2.3)$$

onde $d = tc$ sendo o intervalo amostral definido como o tamanho da célula do *grid*. Observe que, pode ser chamado também de *número de onda* de Nyquist, por se tratar de uma máxima freqüência espacial, ou máximo número de onda possível de se recuperar.

2.1.2 Interpolação Bi-Direcional-BIGRID

É uma técnica de gridagem utilizada para levantamentos realizados aproximadamente em linhas de *vôo* paralelas regulares à irregulares, com algumas poucas transversais, *linhas*

de controle (ver figura 2.1). Feições que estejam perpendiculares às linhas podem ser determinadas, principalmente se as linhas estiverem bastante próximas e com densidades de amostragem suficientemente grande.

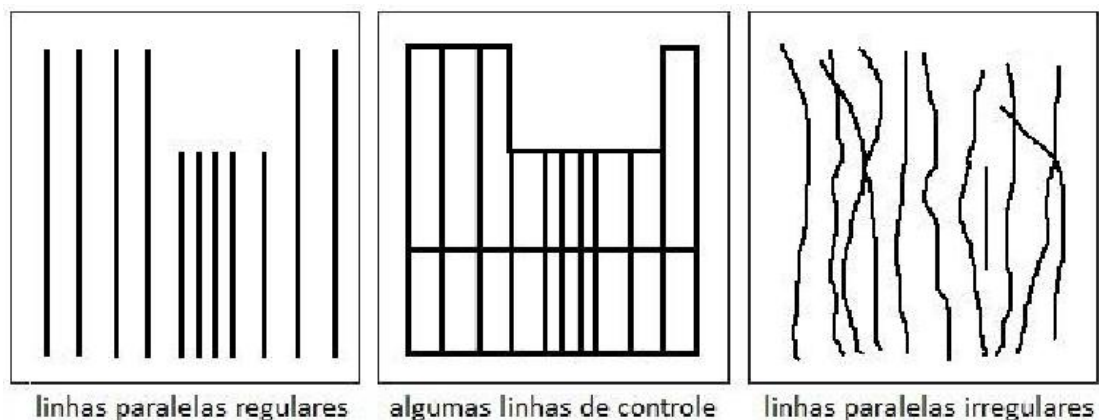


Figura 2.1: Classificação das linhas de aquisição de acordo distribuição dos dados adequada para o método BIGRID (Whitehead, 2010)

No processo de gridagem, cada linha é interpolada ao longo das linhas iniciais do levantamento produzindo valores que serão utilizados para a intersecção de cada linha do *grid* com a linha observada. Pontos de intersecção de cada linha são então interpolados na direção de *grid* ao longo da direção das linhas para produzir um valor para cada ponto necessário do *grid* (Whitehead, 2010).

Comumente a interpolação BIGRID é mais utilizada em levantamentos magnetométricos devido sua capacidade de diminuir efeitos anisotrópicos das linhas, consequência de malhas densas minimamente espaçadas. Não é adequado para dados amostrados aleatoriamente ou não paralelos.

2.1.3 Interpolação de Mínima Curvatura-RANGRID

A mínima curvatura utiliza splines bi-dimensionais para mensurar os dados na direção das linhas de produção, ou de vôo, em uma malha regular, gerando uma superfície suavizada com os valores mais próximos possíveis aos originais (GEOSOFT, 1995). Esse método procura ajustar superfícies suavizadas de curvatura mínima em toda a malha de dados, similares ao descrito por Swain (1976) e Briggs (1974).

Primeiramente o RANGRID estima valores nos nós do *grid* de forma grosseira baseando-se na média inversa da distância dentro do dado atual em um raio específico. Se não existir dados dentro do raio, a média de todos os pontos dos dados no *grid* é usado. Um método iterativo é então empregado para ajustar o *grid* adaptando-o aos dados atuais mais próximos

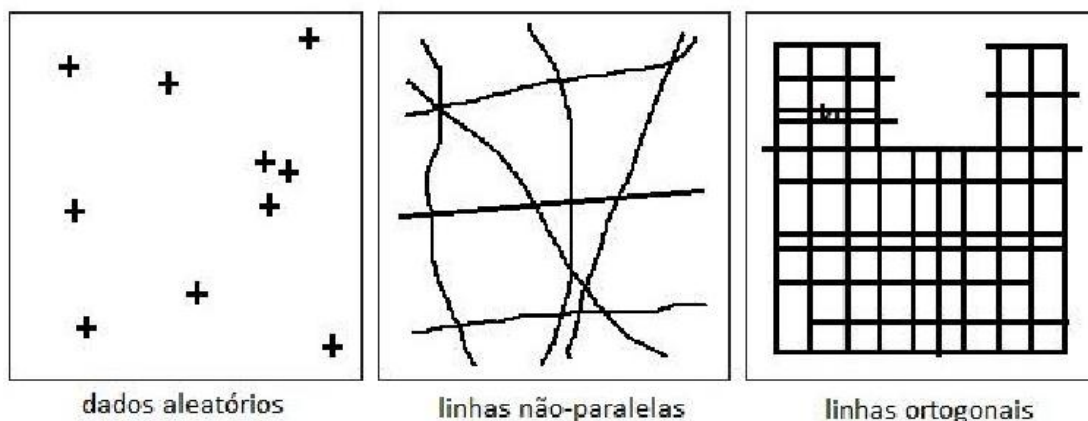


Figura 2.2: Classificação das linhas de aquisição de acordo distribuição dos dados adequada para o método RANGRID (Whitehead, 2010)

aos nós do *grid* grosseiro. Uma vez aceito o ajuste alcançado, o tamanho grosseiro da célula é dividido por 2 e o mesmo processo é repetido usando um novo *grid* grosseiro como uma superfície inicial. Essas etapas se repetem até que uma superfície de menor curvatura é dada como o *grid* final, para o tamanho da célula estabelecida.

É mais comum sua utilização em dados gravimétricos, gamaespectrométricos e na elaboração de modelo digital de terreno, podendo ser também empregados em dados magnetométricos (todavia a interpolação BIGRID é mais adequada para dados MAG). Essa uma técnica numérica utilizada em levantamentos cujas linhas são paralelas e ortogonais, podendo ser aplicados em dados obtidos de forma aleatória em que as linhas não são paralelas.

2.2 Filtragens 2D em diferentes domínios

Os métodos de filtragem da Transformada Rápida de Fourier (*Fast Fourier Transform-FFT*) possui diferentes aplicações para tanto para realçar respostas de corpos de interesse como aumentar a relação sinal/ruído. Tipicamente aplicados a dados de campos potenciais derivados de fontes geofísicas, os filtros FFT podem ser usados para remover ruídos geológicos, realizar separações regionais/residuais para propósitos de interpretação, e estimar certos parâmetros físicos. Adicionalmente, a filtragem FFT permite estimar e avaliar relações dependentes da frequência em dados transformados através do espectro de potência e outras formas de análise avançada.

2.2.1 Filtragens no domínio do comprimento de onda

Um *grid* (no domínio do espaço), com um certo tamanho de célula (lc), é transformado para o domínio do número de onda e a partir do domínio do número de onda usando a Transformada Rápida de Fourier (Fast Fourier Transform) (FFT). O conjunto de dados equivalente no domínio do número de onda é comumente chamado de “transformada”. Uma transformada de um *grid* é composta de números de onda, os quais têm unidades de ciclos/metro, e têm uma componente real e imaginária. Assim como um *grid* amostra uma função nos mesmos incrementos de distância, a Transformada amostra a função do domínio de Fourier para os mesmos incrementos de $1/(\text{tamanho do grid})$ (em ciclos por metro) entre 0 (zero) e o número de onda de Nyquist ($\frac{1}{2 \times lc}$).

As etapas do processamento dos *grids* seguiu os passos:

1. O *grid* é expandido para ser quadrado, com dimensões que são aceitáveis para serem usadas na Transformada Rápida de Fourier (Fast Fourier Transform- FFT). O Sistema preenche as bordas do *grid* com valores postiços (valores de *dummy*), tornando-o periódico.
2. As áreas de *dummy* são reposicionadas por valores interpolados razoavelmente tal que o *grid* se torne periodicamente suave. Pensa-se no *grid* como sendo um mosaico de quadrado único, onde cópias do mosaico são estendidas borda a borda, o *grid* modelo. Se os resultados não são suavizados, uma função de etapa específica é introduzida às bordas de cada *grid*. Isto pode causar sérios efeitos de borda nos dados quando filtros são aplicados no domínio do número de onda.
3. O *grid* quadrado no domínio periódico do espaço é transformado para o domínio do número de onda pela aplicação da FFT. Um espectro dos dados medido radialmente é também produzido para referência e análise.
4. Os filtros requeridos são especificados para o *grid* do número de onda.

Na posterior filtragem e pós-processamento, seguem-se:

1. Os filtros selecionados são aplicados para o *grid* do número de onda.
2. O *grid* filtrado no domínio do número de onda é transformado de volta para o domínio do espaço.
3. O *grid* filtrado no domínio do número de onda é transformado de volta para o domínio do espaço.
4. As áreas de *dummy* do *grid* original são restauradas para o *grid* final filtrado, e o tamanho do *grid* é reduzido para o seu tamanho original.

5. As áreas de *dummy* do *grid* original são restauradas para o *grid* final filtrado, e o tamanho do *grid* é reduzido para o seu tamanho original.

No caso desse trabalho não foram utilizadas remoções de superfícies de tendência nem filtros passa-baixa, pois esses podem alterar significados físicos presentes nos dados. A FFT foi utilizada para determinar as Derivadas Direcionais (Dx,Dy,Dz) e o Espectro Radial de Potência.

2.2.2 Filtragens no domínio do espaço

É possível realizar algumas filtragens no domínio do espaço sem utilizar o domínio das transformadas.

Nesse trabalho foram utilizadas a Separação Regional-Residual, onde são eliminadas respostas regionais ressaltando feições localizadas que podem representar respostas geológicas interessantes. Foram utilizadas também a filtragem pelo Método da Convolução para determinar as Derivadas Direcionais (Dx,Dy,Dz), a amplitude do Sinal Analítico (SA), a Derivada Inclinada (TDR) e a Derivada Horizontal Total da Derivada Inclinada (HD-TDR). Esse método é mais adequado para *grids* com pontos acima de 1000×10000 pois utiliza um menor tempo e memória de processamento.

A amplitude do Sinal Analítico é útil na localização das bordas de corpos de fontes magnéticas, particularmente quando da reminiscência e/ou interpretações complicadas em baixas latitudes magnéticas. A Derivada Inclinada e a sua respectiva Derivada Horizontal Total são usadas para mapeamento de estruturas rasas do embasamento e alvos de exploração mineral (Whitchhead, 2010).

2.2.3 Operadores sobre os Campos Potenciais

Operações no Campo Potencial Gravitacional

Para realizar análises sobre o comportamento gravitacional, operações são realizadas sobre o potencial gravitacional para obter informações ao longo das direções (x, y, z) e com isso é possível inferir sobre a distribuição geométrica dos corpos em subsuperfície e delimitar os alvos de pesquisa. Define-se então as relações de *Derivadas Verticais*,

$$\frac{\partial^{(i)} g}{\partial z^{(i)}} = -\frac{\partial^{(i+1)} U}{\partial z^{(i+1)}} = -U_{z^{(i+1)}} \quad (2.4)$$

onde os índices refere-se à i -ésima ordem da derivada, $i = 1, 2, \dots, n$. As derivadas verticais mais importantes são as de 1ª e 2ª ordem no campo g . Inclusive a quantidade que é medida

pelos gravímetros é dada por $g = -U_z$. A gravidade varia inversamente com o quadrado da distância, por esse motivo, as derivadas tendem a ressaltar variações próximas à superfície devido o incremento da potência linear no denominador. Ou seja, enquanto a gravidade varia com o inverso do quadrado da distância, a 1ª e 2ª derivadas variam respectivamente com inverso da terceira e quarta potência, os que as tornam sensíveis às magnitudes do potencial ao longo da direção derivada.

O *Gradiente Horizontal da Gravidade* ou *Derivada Horizontal* pode ser obtido através das derivadas ao longo das direções $0xy$,

$$(\nabla g)_{xy} = \hat{e}_x U_{xz} + \hat{e}_y U_{yz} \quad (2.5)$$

onde $\hat{e}_x$ e $\hat{e}_y$ são versores nas respectivas direções. A partir de perfis ou mapas de contorno é possível se determinar como ocorre a variação de g com o deslocamento horizontal mapeando limites e profundidades de corpos. O módulo do gradiente (2.5) é definido como a *Amplitude do Gradiente Horizontal*, pela expressão,

$$|\nabla g|_{xy} = \sqrt{(U_{xz})^2 + (U_{yz})^2} \quad (2.6)$$

A *Derivada Inclínada* (D_{Inc}) da gravidade juntamente com o módulo do seu gradiente nas direções $0xy$, *Derivada Horizontal Total da Derivada Inclínada* ($|\nabla(D_{Inc})|_{xy}$), são respectivamente,

$$D_{Inc} = \arctan\left(\frac{U_{zz}}{|\nabla g|_{xy}}\right) \quad (2.7)$$

$$|\nabla(D_{Inc})|_{xy} = \sqrt{\left(\frac{\partial(D_{Inc})}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial(D_{Inc})}{\partial y}\right)^2} \quad (2.8)$$

são usadas para o mapeamento de estruturas rasas principalmente o embasamento e podem ser utilizadas para alvos de exploração mineral.

A *Amplitude do Sinal Analítico* do campo gravitacional, desenvolvido por Nabighian (1972, 1974, 1984) inicialmente na versão 2D e posteriormente por Roest et al. (1992) na versão 3D, é o módulo do gradiente do campo, sendo muitas vezes referida como ASA. Nesse trabalho adotou-se a expressão *Analytic Signal*, acrônimo SA.

$$|\nabla g| = \sqrt{(U_{xz})^2 + (U_{yz})^2 + (U_{zz})^2} \quad (2.9)$$

onde U_{xz} , U_{yz} e U_{zz} são as derivadas parciais da anomalia Bouguer, ou campo gravitacional, nas respectivas direções $0xyz$. Os primeiros estudo desenvolvidos para o sinal analítico por

Nabighian (1972, 1974, 1984) foram empregados para respostas magnéticas, sendo incomum a utilização dessa técnica em dados gravimétricos. Isso por que, a proposta é contornar a natureza dipolar intrínseca ao campo magnético. Como essa característica não é observada em respostas gravitacionais, seria desnecessário empregá-la nas mesmas. Todavia os mapas de anomalia Bouguer e seu respectivo sinal analítico diferem significativamente. Isso por que o segundo armazena respostas de derivadas 0xyz ressaltando variações ao longo dessas direções e delimitando fontes localizadas, principalmente superficiais.

Operações sobre o Campo Magnético Total

Da mesma forma que foi definida acima os operadores sobre o campo gravitacional, para determinar as relações magnéticas basta mudar os campos associados, de gravitacional para o Campo Magnético Total, T . Assim, o *Gradiente Horizontal do Campo Magnético Total* ou *Derivada Horizontal* pode ser obtido através das derivadas ao longo das direções 0xy,

$$(\nabla T)_{xy} = \hat{e}_x T_x + \hat{e}_y T_y \quad (2.10)$$

O módulo do gradiente (2.10) é definido como a *Amplitude do Gradiente Horizontal do Campo Magnético Total*, pela expressão,

$$|\nabla T|_{xy} = \sqrt{(T_x)^2 + (T_y)^2} \quad (2.11)$$

A *Derivada Inclinada* (D_{Inc}) do campo magnético total juntamente com o módulo do seu gradiente nas direções 0xy, *Derivada Horizontal Total da Derivada Inclinada* ($|\nabla(D_{Inc})|_{xy}$), são respectivamente,

$$D_{Inc} = \arctan\left(\frac{T_z}{|\nabla T|_{xy}}\right) \quad (2.12)$$

$$|\nabla(D_{Inc})|_{xy} = \sqrt{\left(\frac{\partial(D_{Inc})}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial(D_{Inc})}{\partial y}\right)^2} \quad (2.13)$$

O *Sinal Analítico* do Campo Magnético Total, têm-se,

$$|\nabla T| = \sqrt{(T_x)^2 + (T_y)^2 + (T_z)^2} \quad (2.14)$$

onde T_x , T_y , e T_z são as derivadas parciais da anomalia magnética nas direções 0xyz. Técnica desenvolvida a partir dos trabalhos de Nabighian (1972, 1974, 1984) e Roest et al. (1992), tem como objetivo centralizar as assinaturas magnéticas sobre as fontes causadoras pela transformação das respostas magnéticas dipolares em assinaturas monopolares, posicionando-as

nas suas máximas amplitudes. Centralizando corpos estreitos e realçando bordas de corpos extensos, pode também determinar os possíveis contatos.

2.3 Deconvolução de Euler 3D Localizada

O objetivo é determinar localizações, distribuições e profundidades das fontes de anomalias de campos potenciais, registrando em mapa a partir de um dado índice estrutural, corpos geológicos como contatos, falhas, diques, soleiras e geometrias de tubos e esferas. Segundo Kearey et al. (2002), é um método complexo, todavia muito mais rigoroso para estimativas de profundidades de fontes de anomalia.

Considerando os campos potenciais, a *Equação Homogênea de Euler* pode ser escrita como (Blakely, 1996),

$$(x - x_0) \frac{\partial f(x, y, z)}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial f(x, y, z)}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial f(x, y, z)}{\partial z} = n(B - f(x, y, z)) \quad (2.15)$$

onde (x_0, y_0, z_0) é a posição da fonte que gera a anomalia cujo o campo potencial é expresso como $f(x, y, z)$ medido na posição (x, y, z) . B é o campo regional e n é o grau de homogeneidade da equação e pode ser interpretado como um índice estrutural (são apresentados na tabela tab.2.1 de forma resumida para modelos simples), representam a razão de mudança do campo em relação à distância da fonte.

Modelo geológico	número de dimensões	índice MAG	índice GRAV
esfera	0	3	2
tubo (pipe)	1 (z)	2	1
cilindro horizontal	1 (x-y)	2	1
dique	2 (z e x-y)	1	0
soleira	2 (x e y)	1	0
contato	3 (x,y,z)	0	-

Tabela 2.1: Tabela de índices estruturais da equação homogênea de Euler para modelos simples de feições geológicas para campos magnéticos (MAG) e gravimétricos (GRAV)

Quando se tem uma informação do campo observado é possível se determinar uma posição ótima da fonte (x_0, y_0, z_0) resolvendo a equação 2.15 para um dado índice estrutural n pela inversão dos dados pelo Método dos Mínimos Quadrados (MMQ). Esse processo de inversão é então chamado de *Deconvolução de Euler* (Reid et al., 1990).

A partir do *grid* do sinal analítico são localizados os picos de anomalia a partir das amplitudes presentes, onde o algoritmo comparou para cada célula os valores das demais circunvizinhas determinando também o tamanho da janela que contém o pico a partir dos

pontos de inflexões adjacentes. Depois é aplicada a deconvolução de Euler localizada a partir de um dado índice estrutural, determinando uma melhor posição que se adequa à assinatura correspondente no mapa (Whitehead, 2010).

Para os mapas gerados nesse trabalho foi utilizado $n = 0,5$ que corresponderia a falhas e contatos geológicos. Esse valor é utilizado para o caso em que $n = 0$. Teoricamente, $n = 0$ implica no campo não se alterar com a distância o que é fisicamente impossível. Então, é necessário utilizar $n = 0,5$ para tornar a resposta adequada à situação real (Whitehead, 2010).

2.4 Espectro Radial de Potência

Segundo Kearey et al. (2002) a profundidade máxima é o parâmetro de mais importante para o espectro radial de potência. Este pode ser obtido a partir das anomalias pela sua propriedade de decaimento logarítmico à medida em que as fontes estão mais próximas à superfície. Tal técnica espectral fornece estimativas rápidas e qualitativas a partir da curva logarítmica da energia associada às amplitudes das anomalias causadas por determinadas fontes é uma dada frequência espacial (sendo assim, a uma dada profundidade). Baixas frequências estão associadas a corpos mais profundos enquanto que as altas frequências a corpos mais rasos.

Para ser obtidos esses espectros de energia é usado o *grid* no domínio da frequência ou domínio de Fourier FFT, ou seja, é utilizada Transformada do *grid* espacial. As profundidades são determinadas estatisticamente, sendo que no OASIS MONTAJ as estimativas de profundidades são dadas a partir de cinco pontos vizinhos, plotando uma curva de profundidade x número de onda. A relação da energia em função da profundidade pode ser dada pela equação a seguir,

$$\log E(r) = 4\pi hr \quad (2.16)$$

onde $E(r)$ é a energia da amplitude da anomalia potencial, h a profundidade dependendo das unidades utilizadas, e $r = \sqrt{\mu^2 + \nu^2}$ sendo μ e ν os números de onda correspondentes às direções 0xy.

CAPÍTULO 3

Método Gravimétrico

3.1 Introdução

Em torno de 1589, Galileu Galilei iniciou os estudos experimentais sobre os efeitos das atrações e queda dos corpos livres que mais tarde seriam melhoradas e sintetizadas com os fundamentos básicos das Leis da Gravitação Universal, formuladas por Sir Isaac Newton (1642-1727), na célebre obra de três volumes, *Philosophiæ Naturalis Principia Mathematica*, publicada em 1687. Notadamente, e isoladamente em paralelo com Gottfried Wilhelm von Leibnitz (1646-1716), inventou o cálculo diferencial e integral para dar corpo às novas idéias a cerca da "natureza das coisas" e provar suas formulações sem refutações, iniciando-se uma nova metodologia científica consolidada a partir das idéias de Galileu.

Pierre Bouguer, por volta de 1735 a 1745, estabeleceu relações gravitacionais considerando aspectos particulares da Terra, como a atração horizontal de montanhas, assim como as relações das variações gravitacionais com a latitude e altitude, inclusive a densidade média da Terra. Isso nas expedições científicas da *French Academy of Sciences*, na ambiciosa *French Geodesic Mission*, ocorrida no Equador.

Geofísica de exploração gravitacional envolve medidas do campo gravitacional da Terra, tendo como principal objetivo mapear anomalias causadas por rochas que fornecem respostas devido seus contrastes de densidades em relação às demais circundantes, podendo ser mapeados corpos desde a escala de bacias, em torno de centenas de quilômetros, em levantamentos aéreos, como em escala de detalhe em dezenas a centenas de metros, em levantamentos terrestres. É possível assim, determinar a distribuição dos corpos em subsuperfície e em diferentes profundidades devido ao carácter *banda larga* das respostas gravimétricas, obtendo-se informações desde fontes profundas até as fontes rasas.

3.2 Princípios Gravitacionais

3.2.1 Equações do Campo Gravitacional

Supondo que exista uma massa de prova discreta m_0 colocada no espaço onde se tem distribuições discretas e contínuas de massas, a força gravitacional resultante nessa, será a soma direta das contribuições de cada particular distribuição de massa no espaço, as quais, criam um campo gravitacional que independe da quantidade efêmera da massa m_0 . A força gravitacional será então dada como,

$$\vec{F} = \gamma m_0 \sum_{i=1}^n \frac{m_i}{(\vec{r} - \vec{r}_i)^3} (\vec{r} - \vec{r}_i) + \gamma m_0 \int \rho(\vec{r}') \frac{(\vec{r} - \vec{r}')}{(\vec{r} - \vec{r}')^3} dV' \quad (3.1)$$

onde $\gamma = 6,672 \times 10^{11} Nm^2/kg^2$, os vetores posição são dados a partir do centro das coordenadas sendo $\vec{r}_i$ a posição da i -ésima massa discreta e $\vec{r}$ a posição da massa m_0 e o termo da integral é feita onde se tem corpos cuja massa está distribuída no espaço identificados pelo índice mudo.

O campo gravitacional define como uma distribuição qualquer de massa presente no espaço pode atrair outros corpos com uma determinada força $\vec{F}$. Por ser conservativa, o trabalho realizado para deslocar uma segunda massa m_0 colocada nesse espaço é independente do caminho realizado. A força gravitacional é um vetor que está na direção da linha ao longo das massas. Pode-se então definir a seguinte equação,

$$\nabla U(\vec{r}) = -\frac{\vec{F}}{m_0} \Rightarrow \nabla U(\vec{r}) = -\vec{g}(\vec{r}) \quad (3.2)$$

onde a função $U(\vec{r})$ é o Potencial Gravitacional devido o Campo Gravitacional $\vec{g}(\vec{r})$ em uma determinada posição do espaço $\vec{r}$, devido a uma massa m_1 . Pode-se ainda a partir da equação (3.2) obter a chamada *Equação de Poisson*,

$$\nabla^2 U(\vec{r}) = 4\pi\gamma\rho(\vec{r}) \quad (3.3)$$

onde define-se um potencial gravitacional em um dado ponto $\vec{r}$ que contenha uma distribuição pontual de massa cuja densidade é $\rho(\vec{r})$. Quando há ausência de massa na posição $\vec{r}$, como é comum quando se realiza aquisições sejam terrestres ou aéreas, a equação (3.3) resume-se em.

$$\nabla^2 U(\vec{r}) = 0 \quad (3.4)$$

denominada *Equação de Laplace*, caso particular da equação (3.3). A equação (3.4) é utilizada nas condições de espaço livre de matéria. Nota-se que essas equações possuem o

que se chama *ambiguidade inerente*, justamente por mostrar que diferentes distribuições de massa podem fornecer mesma resposta, de forma que, não são unívocas no sentido "massa-resposta".

3.3 Reduções Gravimétricas

3.3.1 Gravidade Normal - Correção de Latitude

A Terra, como qualquer massa distribuída no espaço, possui diferentes superfícies equipotenciais onde o potencial gravitacional é constante. Uma superfície de particular interesse é o *Geóide*, que está localizado aproximadamente ao nível do mar, tendo comportamento irregular mas de variações suaves. Devido o movimento de rotação da Terra, sua forma geométrica é oblata e consequentemente a distribuição de suas equipotenciais não são esféricas. Essa superfície tem uma forma tal que se aproxima a um *Esferóide Oblato*, matematicamente classificada como *superfície quádrlica*, caso particular obtido pela rotação de uma elipse em torno do seu eixo menor. Todavia as variações laterais e verticais de massa causam uma deformação na superfície oblata, dando-a forma geoidal, o que não ocorreria se a Terra fosse homogênea, sem depressões e montanhas, e sem principalmente diferenciações crosta-manto. O *Elipsóide de Referência*, termo mais comum em geodésia para o esferóide oblato, corresponde à definição matemática da equipotencial gravitacional enquanto que geóide corresponde ao modelo físico. A expressão que define a contribuição do Potencial Gravitacional "Intrínseco" pode ser obtida a partir da análise de harmônicos esféricos dada por:

$$U_{int} = \frac{\gamma M}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^{\infty} (A_n^m \cos(m\phi) + B_n^m \sin(m\phi)) P_n^m(\theta) \quad (3.5)$$

onde a é o raio equatorial, r distância radial em relação ao centro de massa até o elipsóide de referência, ϕ é a longitude e θ a colatitude. Por processos algébricos simples e analisando as funções da equação (3.5), encontra-se uma expressão contendo o termo monopolo, associado a uma massa distribuída no espaço, e um termo tripolo, associado à diferença entre o esferóide e a esfera.

$$U_{int} = \frac{\gamma M}{r} - \frac{\gamma M a^2 J_2}{2r^3} (3 \sin^2(\lambda) - 1) \quad (3.6)$$

onde $J_2 = 1,082626 \times 10^{-3}$ é denominado *coeficiente de elipsidade* (Blakely, 1996) e λ é a latitude do ponto de observação.

Todavia essa expressão não leva em consideração a rotação da Terra, que pode ser obtida pela aceleração centrípeta em relação à latitude, cujo o Potencial Gravitacional de

Rotação é dado por,

$$U_r = \frac{1}{2}\omega^2 r^2 \cos^2(\lambda) \quad (3.7)$$

onde ω é a velocidade angular da Terra. Assim, pode-se obter o Potencial Gravitacional Total pela soma direta das equações (3.6) e (3.7). $U = U_{int} + U_r$,

$$U = \frac{\gamma M}{r} - \frac{\gamma M a^2 J_2}{2r^3} (3 \sin^2(\lambda) - 1) + \frac{1}{2}\omega^2 r^2 \cos^2(\lambda) \quad (3.8)$$

cujas constantes a , f , J_2 , γM e g_c , são estabelecidas pelas. *International Association of Geodesy* (IAG) e a *International Union of Geodesy and Geophysics* (IUGG). É possível determinar então o Campo Gravitacional Total a partir da equação (3.8). através da derivada negativa em relação à r , expressa como,

$$g_0 = -\frac{\partial U}{\partial r} = \frac{\gamma M}{r^2} - \frac{3\gamma M a^2 J_2}{2r^4} (3 \sin^2(\lambda) - 1) + \omega^2 r \cos^2(\lambda) \quad (3.9)$$

A equação (3.9) pode ser chamada de *Gravidade Normal ou Gravidade Teórica*. todavia nas correções é mais utilizada a seguinte expansão de uma série infinita (Blakely, 1996),

$$g_0 = g_e (1 + \alpha \sin^2(\lambda) + \beta \sin^2(2\lambda)) \quad (3.10)$$

onde as constantes α e β dependem da geometria e da velocidade angular da Terra. Para as correções deste trabalho adotou-se os parâmetros do *Geodetic Reference System*, ano 1967. que define a *Fórmula Internacional da Gravidade* para a equação (3.10) cujos parâmetros são $g_e = 9,78031846$, $\alpha = 0,0053024$ e $\beta = 0,0000058$. A latitude λ é dada pelo sistema WGS1984 e a gravidade em $mGal$.

3.3.2 Correção da Deriva Instrumental

3.3.3 Correção de Maré

As medidas gravitacionais podem sofrer efeitos da atração do sistema Sol-Lua. A força gravitacional desse sistema depende da latitude (sendo maior nas baixas latitudes) e variam no tempo, com períodos de no mínimo 12 horas. não excedendo o valor de $3 \times 10^{-6} m/s^2$. que corresponde à $0,3mGal$. Ou seja, tem amplitude que pode ser detectado pelos gravímetros, necessitando sua correção para tornar as medidas mais precisas.

É possível considerar os efeitos de maré variando linearmente no tempo, realizando assim sua correção indiretamente pelos ajustes da *Correção da Deriva Instrumental*, quando

os valores observados em uma dada estação são repetidos durante as aquisições. Gravímetros com alta taxa de deriva, precisam ter amarrações de base com um período muito menor em relação à ocorrência da maré, fazendo-se assim a remoção automática desse efeito. Em gravímetros com baixa taxa de deriva instrumental essas amarrações são tomadas após o ciclo da maré, ou seja, após o período de 12 horas (no início e fim do dia).

3.3.4 Correção de Eötvös

Apesar da rotação da Terra ter sido considerada na dedução da expressão (3.9) para a gravidade normal, esse movimento tem outras implicações importantes em levantamentos aéreos e marinhos, devido os deslocamentos relativos em relação à Terra. O vetor velocidade angular terrestre, $\vec{\omega}$, tem direção que passa entre os pólos e seu sentido é (pólo sul)-(pólo norte). Obedecendo à "regra da mão direita", esse vetor faz com que o planeta realize movimento "anti-horário" e dessa forma, quando um observador desloca-se em diferentes sentidos geográficos, para leste ou oeste, os efeitos gravitacionais devido a rotação serão, respectivamente aumentados ou diminuídos, em relação a outro observador que esteja estático na superfície terrestre. Isso por que para o observador em movimento sua velocidade angular será maior (para leste) ou menor (para oeste) em relação à velocidade angular do planeta. Ou seja, a *Correção de Eötvös* tem como objetivo anular os efeitos gravitacionais devido a velocidade angular do observador que realiza medições numa plataforma em movimento (que não na superfície da Terra).

Para o levantamento Lev-1 foi utilizada a equação

$$g_{etv} = \left(2\omega \cos(\lambda) V_{hor} + \frac{V^2}{R \sqrt{\frac{1-E}{1-E(1-\cos^2(\lambda))}} + h} \right) \times 10^6 \quad (3.11)$$

onde $\omega = 7,27 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$ é a velocidade angular da Terra, λ é a latitude WGS84, V_{hor} a velocidade horizontal, V a velocidade da aeronave em relação ao solo, R o raio da Terra, h a altitude WGS84. O constante E depende do parâmetro de achatamento, *flattening*, $f' = 1/298,257223563$, sendo $E = -2f' - f'^2$.

3.3.5 Correção de Terreno

Normalmente os dados observados durante o levantamento não são realizados em uma única cota topográfica devido as variações e irregularidades da superfície terrestre. utiliza-se a correção de Terreno, que calcula ponto-a-ponto, o efeito gravitacional causado pelas massas contidas no relevo em um raio de atuação determinado. Para levantamentos aéreos onde a

quantidade de medições é extremamente elevada este procedimento é realizado por rotinas computacionais desenvolvidas para este fim em computadores de alto desempenho.

Nesse trabalho não foi calculado essa correção pois os dados disponibilizados pela Agência Nacional de Petróleo (ANP) vieram corrigidos dos efeitos da topografia. Segundo relatório, os modelos de elevação utilizados para a correção foi o SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission), da NASA (North American Spacial Agency), (SRTM-NASA, 2008), com resolução espacial de 0,0008333 °, o que equivale a aproximadamente 90 m a latitudes de 13° e acurácia melhor do que 16m em 90% dos dados.

3.3.6 Correção de Ar-Livre

Os dados de levantamento normalmente não são adquiridos no elipsóide de referência, o que precisa ser corrigido devido a variação da altitude de medida em relação a esse *datum*. Seu efeito é atenuar (quando as medidas são realizadas acima do datum) ou adicionar (quando as medidas são realizadas abaixo do datum) valores ao campo gravitacional adquirido. Ou seja, a *Correção de Ar-Livre* tem como objetivo eliminar os efeitos da variação da distância entre as altitudes de observações e o elipsóide de referência, sem considerar a massa entre as estações de medida e o datum.

É possível demonstrar sua definição através da Expansão da série de Taylor do campo gravitacional em relação às altitudes, que por mudanças simples de coordenada prova-se que,

$$g(r+h) = g(r) + h \frac{\partial}{\partial r} g(r) + \dots = g(r) + \frac{2g(r)}{r} h \quad (3.12)$$

sendo h a altitude das medidas ($h \ll r$) em relação ao datum elipsóide localizado na posição r a partir do centro de massa da Terra, $g(r)$ valor da gravidade na posição r e a $g(r+h)$ gravidade medida na altitude do levantamento. Assim,

$$g(r) - g(r+h) = -\frac{2g(r)}{r} h \quad (3.13)$$

que denota a diferença entre os campos gravitacionais do elipsóide de referência e dos pontos a certa altitude de medição. Substituindo os valores correspondentes ao datum, no segundo membro da equação (3.13), obtêm-se *Correção de Ar-livre*,

$$g_{al} = -0,3086 \times 10^{-5} h \quad (3.14)$$

onde a altura h é a altitude de medição acima do elipsóide (seja no SI ou no sistema CGS, essa equação permanece a mesma). O sinal negativo pode ser interpretado como o efeito

da atenuação do campo quando acima do elipsóide ($h > 0$, têm-se o campo diminuído) e o contrário, o efeito aditivo do campo quando abaixo do elipsóide ($h < 0$, têm-se o campo aumentado). Na literatura é muito comum encontrar a equação (3.14) na forma positiva, no entanto adota-se o critério utilizado por (Blakely, 1996) por entender que analiticamente fornece a idéia intuitiva dos efeitos físicos que ocorrem.

3.3.7 Correção de Bouguer

Após a *Correção de Latitude*, além de estabelecer o datum, os valores de gravidade que permanecem presentes (a menos dos efeitos acima discutidos) fornecem a diferença entre elipsóide de referência, de carácter homogêneo, e as densidades propriamente ditas da Terra, especialmente as diferenças entre crosta-manto. *Correção de Terreno* horizontaliza as diferenças topográficas locais, tornando-a plana em relação às estações de medidas. A *Correção de Ar-Livre* corrige os efeitos das distâncias entre os pontos observados e esse datum. No entanto, essas correções não consideram as massas distribuídas entre as estações de medidas e o elipsóide, cujo efeito pode aumentar ou diminuir os valores medidos devido à atração ou à falta de massas rochosas intermediárias sobre os gravímetros.

A *Correção de Bouguer Simples* considera esse material rochoso como sendo uma camada infinita e homogênea com uma espessura h , para cada estação. O efeito dessa camada, denominada *Plataforma Bouguer* (ou platô de Bouguer), deve ser reduzido da atração gravitacional medida, o que implica diminuir o campo gravitacional atenuado devido a atração da plataforma nas estações do datum. A atração dessa camada infinita pode ser expressa como.

$$g_{bg} - 2\pi\gamma\rho h = 0,1119h \quad (3.15)$$

onde a gravidade é dada em $mGal$ e a altura h em metros, sendo a densidade média da crosta de $2.67g/cm^3$. Todavia essa correção supõe que a topografia no entorno de uma dada estação de medida é plana, situação de carácter particular pois o perfil topográfico raramente é linear e paralelo ao elipsóide. Consequentemente, rochas que estejam acima do ponto observado são desprezadas e espaços vazios entre a estação de medida e o datum são preenchidas. Para situações em que a topografia não é acentuada, o erro associado na aproximação da distribuição de massas como uma plataforma Bouguer é mínimo, não ocorrendo nos casos de gradientes topográficos elevados.

Para obter a *Correção de Bouguer Completa* é necessário considerar a *Correção de Terreno*, que anula o gradiente topográfico tornando plano as variações laterais das elevações de distribuições de massa.

3.4 Anomalias Gravimétricas

As anomalias gravimétricas resultam das diferenças entre densidades ou contraste de densidades entre uma rocha e sua vizinhança (rochas encaixantes). Seja uma rocha de densidade ρ_2 imersa em uma encaixante de densidade ρ_1 . O contraste de densidade é dado como,

$$\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1 \quad (3.16)$$

onde os valores positivos e negativos desta variação controlam a resposta da anomalia gravimétrica. Nas tabelas (A.1) e (A.2) do apêndice A, valores de densidades são apresentados para algumas rochas e minerais mais importantes. Esses valores são essenciais na realização de modelagens inversas onde os objetivos são determinar as profundidades das rochas presentes em subsuperfície assim como sua distribuição geométrica.

Densidade de rocha é o parâmetro geofísico com menor intervalo de variação (Kearey, Brooks e Hill, 2002) e controlado pelo seu conteúdo mineralógico e porosidade. Diferenças de densidades entre rochas sedimentares tem como principal causa as variações de porosidade, que de forma geral diminuem com a profundidade devido pressões litostáticas, aumentando a densidade desses materiais. Rochas metamórficas e ígneas possuem porosidade desprezíveis sendo que a densidade é controlada pelo conteúdo mineralógica presente, aumentando com o conteúdo máfico. Ou seja, há uma progressão de densidade desde as rochas ácidas até as ultrabásicas.

3.4.1 Anomalia de Ar-Livre

A *Anomalia de Ar-Livre* pode ser obtida pela seguinte expressão,

$$\Delta g_{Al} = g_{obs} - g_0 - g_{al} \quad (3.17)$$

onde g_{obs} é a gravidade observada (corrigida da deriva do instrumento e da correção de Eötvös dada pela expressão (3.11)), g_0 a correção de latitude e g_{al} a correção de ar-livre, respectivamente definidas pelas equações (3.10) e (3.14). A anomalia de ar-livre esta correlacionada com a topografia da área de levantamento inclusive era utilizada em Geodésia para estudos de comparação entre o esferóide e o geóide, justamente devido sua equivalência com a distribuição das massas topográficas (Blakely, 1996). Atualmente, diversas outras fontes são utilizadas para a obtenção dessa informação, destaque para o projeto da NASA (National Aeronautics and Space Administration) denominado *Shuttle Radar Topography Mission*, ou acrônimo SRTM.

3.4.2 Anomalias Bouguer

A *Anomalia Bouguer Simples* é fornecida pela equação,

$$\Delta g_{Bs} = g_{obs} - (g_0 + g_{at} + g_{bg}) \quad (3.18)$$

onde g_{bg} é obtida pela equação (3.15). Nesse caso, é ignorado as variações da topografia na área. Para corrigir as informações gravitacionais devido essas rochas é necessário utilizar a expressão,

$$\Delta g_{Bs} = g_{obs} - (g_0 + g_{at} + g_{bg} + g_t) \quad (3.19)$$

onde g_t é a correção de terreno discutida no item 3.3.5 desse capítulo. É importante salientar que as anomalias Bouguer refletem as respostas anômalas das massas relativa à densidade de $2,67g/cm^3$, ou seja, fornecem informações dos contrastes de densidades das rochas em relação à densidade normal.

CAPÍTULO 4

Método Magnetométrico

4.1 Introdução

Os estudos sobre o magnetismo terrestre remontam desde as antigas civilizações, onde há relatos da descrição do "poder" de uma determinada rocha, descrita por Thales de Mileto (séc.VI A.C.) em termos da *Animist Philosophy*. Lucretius (séc.I A.C.), em seu *De Natura Rerum*, descreve várias propriedades do ímã. No séc.VI D.C, uma "bússola flutuante" é desenvolvida por chineses para propósitos divinos e então, em meados do séc.XII D.C., conhecidas pelos Europeus (Courtillet e Mouël, 2007). As primeiras investigações propriamente ditas sobre o magnetismo da Terra foram iniciadas no séc.XVII por Sir William Gilbert, publicada em seu tratado *De Magnete*. Posteriormente, Carl Frederick Gauss realizou extensos estudos sobre o magnetismo terrestre entre os anos de 1830 e 1842, investigando inclusive as diferenças entre campos internos e externos, sendo o primeiro a usar o formalismo matemático da análise dos harmônicos esféricos. Após medidas magnéticas, desconsiderou a existência da contribuição externa (atualmente comprovada sua existência), aproximando o campo geomagnético à uma esfera uniformemente magnetizada.

Apesar dos campos magnéticos e gravimétricos possuírem os mesmos princípios matemáticos quanto à definição de campos potenciais (além do potencial escalar, o campo magnético pode ser descrito com um potencial vetorial, normalmente não discutido no método magnetométrico), estes possuem características físicas bastante distintas. Pode ser mostrado pelas Equações de Maxwell, que o campo magnético tem carácter dipolar o que difere do comportamento monopolar do campo gravitacional. Analisando em termos de dimensão da Terra, o campo magnético geralmente é mais complexo, errático e localizado, se comparado com o campo gravitacional. Possui intensidade e direção variáveis no espaço e no tempo, enquanto que o campo gravitacional é exclusivamente vertical e não varia substancialmente no tempo (desconsiderando os efeitos de maré, pois com ou sem a Lua, o campo magnético variaria como tal ocorre). No entanto, mapas gravimétricos são dominados por respostas regionais, enquanto que os mapas magnéticos definem anomalias localizadas: podem definir bem estruturas tais como lineamentos e falhas geológicas, zonas mineralizadas e as correções são mais fáceis de serem aplicadas.

4.2 Princípios Magnéticos

4.2.1 Potenciais Escalar e Vetor do Campo Magnético

Segundo o Teorema de Helmholtz e a Equação de Maxwell sobre o carácter não-monopolar do campo magnético,

$$\vec{B} = \nabla \times \vec{A} \quad (4.1)$$

onde $\vec{A}$ representa o *Potencial Vetor* sempre existente e $\vec{B}$ o vetor *Campo Magnético*. Para definir o potencial escalar algumas condições deve ser satisfeitas à luz das Equações de Maxwell. Se não existir correntes (sejam macroscópicas, de deslocamento ou devido à magnetização) em uma dada região onde se realiza as medidas (que se enquadra tanto na magnetometria aérea como terrestre), o campo magnético será irrotacional,

$$\nabla \times \vec{B} = 0 \quad (4.2)$$

Dessa forma, devido o Teorema de Helmholtz, pode-se escrever,

$$\vec{B} = -\nabla V \quad (4.3)$$

onde V é o *Potencial Escalar*, de características similares ao potencial gravitacional, todavia implicitamente presente o carácter dipolar associado ao campo magnético.

4.2.2 Campo Dipolar Magnético

Seja uma corrente I circulando sobre uma área Δs de orientação normal $\hat{n}$, área essa infinitesimal em relação ao vetor posição r e localiza na origem. O *Dipolo Magnético* é definido como $\vec{m} = I\hat{n}\Delta s$. O potencial magnético desse dipolo magnético pode ser expresso (Blakely, 1996) como,

$$V = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{\vec{m} \cdot \hat{r}}{r^2} \quad (4.4)$$

utilizando a equação (4.4) na (4.3), determina-se,

$$\vec{B} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m}{r^3} [3(\hat{m} \cdot \hat{r}) - \hat{m}], r \neq 0 \quad (4.5)$$

denominado *Campo Dipolar Magnético*. A análise dos harmônicos esféricos a partir dos coeficientes de Gauss mostra que os primeiros termos da expansão denota o carácter predominantemente dipolar magnético, centrado na origem, do campo geomagnético. A parte

não-dipolar desse campo está associada a termos superiores da expansão, compreendendo uma contribuição de 10% sobre o campo magnético terrestre.

4.2.3 Relações entre Vetores Campo Magnético e Intensidade Magnética

As relações entre os campos

O campo magnético $\vec{B}$ tem sua origem através dos diferentes tipos de correntes. Através das Equações de Maxwell, desconsiderando os efeitos das correntes de deslocamento, é possível reescrever a equação (4.2) como,

$$\nabla \times \vec{B} = \mu_0(\vec{J} + \nabla \times \vec{M}) \quad (4.6)$$

onde $\vec{J}$ corresponde à densidade de corrente e $\nabla \times \vec{M}$ a densidade de corrente em um determinado corpo devido sua magnetização $\vec{M}$. A constante μ_0 é a permeabilidade magnética no vácuo e possui valor $4\pi \times 10^{-7} \text{ N/A}^2$.

Com simples álgebra, isolando o vetor densidade de corrente, é possível introduzir o vetor *Intensidade Magnética*, $\vec{H}$, na equação (4.6), de forma que,

$$\vec{B} = \mu_0(\vec{H} + \vec{M}) \quad (4.7)$$

sendo essa equação uma relação entre os vetores magnéticos ($\vec{B}$, $\vec{H}$). A equação (4.10) mostra que o vetor campo magnético é afetado por meios materiais que possuam magnetização assim como pelo vetor intensidade magnética, considerado um campo externo. Caso não houvesse o corpo magnetizado (ou seja, ausência de material), sua resposta seria dada diretamente pelo vetor intensidade magnética, a menos da constante de permeabilidade no vácuo.

As magnetizações podem ser induzidas, $\vec{M}_i$, ou remanentes, $\vec{M}_r$, (podendo ser chamadas também de remanescentes). Isso dependerá da composição das rochas, mais especificamente, das estruturas físicas e químicas da mesma. Para campos de intensidade magnéticas de baixas amplitudes, como acontece com o campo geomagnético, a magnetização induzida tem mesma direção do campo magnético externo e é proporcional à sua magnitude,

$$\vec{M}_i = \chi_m \vec{H} \quad (4.8)$$

onde é introduzida a constante *susceptibilidade magnética*, χ_m . Substituindo a equação (4.8) na (4.10), determina-se,

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (4.9)$$

$$\mu = \mu_0(1 + \chi_m) \quad (4.10)$$

onde μ é a *permeabilidade magnética do meio*. Na tabela (A.1) do apêndice A, os valores da susceptibilidade magnética são apresentadas para as classes e alguns tipos de rochas mais importantes.

Principais Tipos de magnetizações

Na escala atômica, substâncias possuem propriedades magnéticas devido à natureza dipolar presente, consequência dos efeitos da rotação dos elétrons em torno do núcleo, assim como seus spins. Quando submetidos a um campo externo perturbador, $\vec{H}$, ocorrem acoplamentos magnéticos cuja a resultante dependerá da superposição dos dipolos em toda matéria após a indução, o que pode ser percebido macroscopicamente. A magnetização mais importante em estudos geomagnéticos estão associados a materiais ferromagnéticos

Diamagnetismo

É uma propriedade, em primeira análise, presente em toda matéria. O diamagnetismo está associado ao emparelhamento dos elétrons de orbital completamente preenchido cujo os dipolos se anulam. Quando submetidos a um campo externo perturbador, elétrons sofrem rotação e produzem um campo magnético oposto ao que o excita. Sendo assim sua susceptibilidade é negativa e de baixa amplitude. Exemplos: gipsita, grafita, quartzo, calcita, bismuto, cobre, prata, etc.

Paramagnetismo

Propriedade associada a corpos que possuem momento magnético atômico devido ao não-emparelhamento dos elétrons, e que quando submetidos a um campo externo sofrem alinhamentos parciais em subdomínios no mesmo sentido desse campo. De amplitudes baixas possuem uma susceptibilidade positiva. São exemplos os minerais como anfíbolios, olivinas, piroxênios e alumínio, magnésio, sulfato de cobre, etc.

Ferromagnetismo

Existem diferentes tipos de ferromagnetismo, dependendo do alinhamento dos momentos magnéticos atômicos: o próprio *Ferromagnetismo* onde o alinhamento é dado de forma paralela com altas susceptibilidade magnéticas positivas, podendo ser mantido o campo magnético mesmo na ausência do campo indutor. São exemplos desses materiais ferro, cobalto e níquel, dificilmente encontrados na crosta; No *Antiferromagnetismo*, de baixa susceptibilidade, o alinhamento é também paralelo todavia os momentos se cancelam devido à mesma quantidade de dipolos em sentidos opostos. Exemplos: hematita e ilmenita; No *Ferrimagnetismo*, com altas susceptibilidades e de magnetização espontânea, possuem os

momentos distribuídos anti-paralelamente, todavia não se anulam devido diferentes intensidades dos momentos magnéticos. Na grande maioria, minerais contidos em rochas com respostas magnéticas se enquadram nessa classificação.

Magnetização Remanescente

Diferentemente da magnetização induzida que é devido o campo magnético atual e varia linearmente com o o mesmo, está associada ao registro do campo magnético da terra nas rochas no período de sua formação em um determinado tempo pretérito, fixando-se na rocha mesmo que o campo original seja modificado posteriormente. Tem origem a partir de diferentes processos.

Em *magnetizações termorremanentes* ocorrem em processos primários durante a formação e solidificação de rochas ígneas onde o campo magnético, abaixo da temperatura de *Curie*, fica registrado. A *magnetização química* ocorrem secundariamente e posteriormente à formação das rochas quando minerais magnéticos se recristalizam e/ou crescem durante diagênese ou metamorfismo. As *magnetizações remanentes detríticas* (ou deposicionais) estão associadas ao alinhamento magnético de partículas finas sedimentares em relação ao campo externo durante processos lentos de deposição.

4.3 Fundamentos do Campo Geomagnético

4.3.1 Campos Magnéticos da Terra

Campo Principal

Análise de harmônicos esféricos (inicialmente realizadas por Gauss entre 1830 e 1842, seguido de observações) e medidas realizadas em torno da Terra mostram que 90% do campo magnético medido advém de seu interior (Kearey et al., 2002). Atuais teorias defendem que a causa principal são as correntes de convecção do núcleo externo líquido (profundidades entre 2,8 *km* à 5,0 *km*) com o núcleo interno (Telford et al., 1976).

Assim, a Terra pode ser considerada como um dipolo magnético correspondente a uma esfera uniformemente magnetizada cujos polos devem concordar aproximadamente com seu eixo de rotação (todavia por haver contribuições não-dipolares esse campo não é perfeitamente uniforme, sendo que os coeficientes de gauss da expansão em harmônicos esféricos não possuem valores significativos em relação aos coeficientes que definem o aspecto dipolar).

Pode-se definir os chamados *elementos magnéticos* (Whitham, 1960) em relação ao sistemas de coordenadas cartesianas, vistos na figura 4.1, onde descrevem o vetor campo magnético $\vec{B}(\vec{r}) = \sum \hat{e}_i B_i$ e seus principais parâmetros .

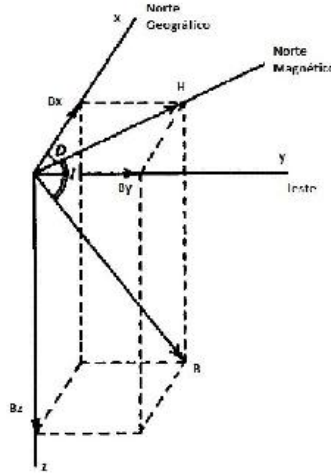


Figura 4.1: Elementos magnéticos do campo $\vec{B}$ (Blakely, 1996)

$$B = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad (4.11)$$

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad (4.12)$$

$$I = \arctan \frac{B_z}{H} \quad (4.13)$$

$$D = \arctan \frac{B_y}{B_x} \quad (4.14)$$

onde B é o *módulo do campo magnético total* (alguns materiais utilizam outras letras), H é *módulo da componente horizontal do campo magnético total* (observando que não corresponde ao vetor intensidade magnética descrito na equação (4.10) e suas subsequêntes), I é a *inclinação* sendo o ângulo que o campo magnética tem em relação ao plano horizontal oxy e D é a *declinação* sendo o ângulo que o vetor componente horizontal do campo magnético total tem em relação ao norte geográfico, que coincide com o eixo $0x$.

A direção do vetor componente horizontal $\vec{H}$ definem o norte e sul magnético, respectivamente nas semi-esferas contendo N-S geográfico. Outras relações podem ser obtidas a partir do elementos magnéticos discutidos, para isso basta utilizar simples transformações trigonométricas que não cabem ser discutidas.

Campo Externo

Camadas ionizadas na atmosfera sofrem efeitos de diferentes fontes magnéticas externas alterando em um curto intervalo de tempo os valores locais do campo magnético. Variações diurnais da atividade solar com períodos de 24 horas e valores magnéticos de 20 nT à 80 nT alteram o fluxo magnético terrestre devido os ventos solares que perturbam a camada atmosférica pelo efeito das correntes ionosféricas criada pelos ventos solares, sendo que variam em latitude e estações. Manchas solares com períodos de 11 anos também são responsáveis pela perturbação solar na magnetosfera. Em regiões de aurora boreal, em grandes latitude e proximidades do polo, devido a atividade solar, amplitudes acima de 1000 nT podem alterar significativamente o campo observado, todavia são de caráter transiente e imprevisíveis possuem períodos variáveis em torno de 27 dias. Há interações Lua-ionosfera com períodos de 25 horas e amplitudes de 2 nT , apesar de ser de menor contribuição (Telford et al., 1976).

Essas parcelas contribuem com uma ordem de 1% nos valores de campo medido alterando pouco os valores terrestres. Todavia, para uma melhor acurácia das informações localizadas ou de anomalias mais tênues, correções desses efeitos são importantes.

4.3.2 Reduções Magnéticas

Correção da Variação Secular IGRF

Devido as variações do comportamento do campo geomagnético interno devido suas mudanças no tempo, consequência das alterações das correntes de convecção dos núcleos, a descrição matemática em termos dos coeficientes de Gauss devem ser modificados nas expansões de harmônicos esféricos (Blakely, 1996). É determinado assim, em intervalos de 5 anos, o International Geomagnetic Reference Field que é um modelo matemático (assim como o Elipsóide de Referência) para o campo magnético terrestre. Esses coeficientes são observados e determinados pela *International Association of Geomagnetism and Aeronomy* (IAGA) e sua responsável *International Union of Geodesy and Geophysics* (IUGG), através de observações terrestres e espaciais, que seguido o próximo modelo o antigo IGRF passa a ser o *Definitive Geomagnetic Reference Field* (DGRF).

Esta correção consiste em diminuir o valor adquirido do IGRF no ponto determinado, sendo que o IGRF varia com a latitude, longitude e altitude. Em levantamentos aéreos a remoção do IGRF é obrigatória. Isso por que, o gradiente vertical do campo magnético da Terra varia com aproximadamente $0,01\text{ nT}$ no equador magnético até $0,03\text{ nT/m}$ nos pólos, sendo que em relação à latitude pode chegar à $6,0\text{ nT}$.

Correção da Variação Diurnal

Devido variações em curtos períodos de tempo de fontes externas ocorrem perturbações no campo geomagnético. Sob condições normais a variação diurna é suave e regular com amplitudes em torno de 20 nT à 80 nT , com máximas nas regiões polares (Kearey et al., 2002), devido a partículas carregadas vindas do Sol com máxima nessa direção. Em dias de alta perturbação os valores diurnais são mais elevados e irregular com curtos períodos de tempo, onde têm-se tempestades magnéticas com amplitudes de 1000 nT . De tal forma que os levantamentos devem ser interrompidos pelas dificuldades de correções (Kearey et al., 2002).

Basicamente, para realizar essa correção são utilizados dois magnetômetros, um numa estação fixa medindo o campo magnético em intervalos iguais e de curtos períodos, em torno de minutos, e o outro realizando as medidas.

4.4 Anomalia de Campo Total

O campo magnético anômalo possui características dipolares sobre uma dada fonte devido sua natureza não-monopolar (consequência de $\nabla \cdot B = 0$). As anomalias das rochas são superpostas às respostas do campo geomagnético da Terra, análogo ao que acontece na gravimetria. No entanto, devido aspectos dipolares, variações de amplitude e diferentes direções do campo magnético, o torna mais complexo do que o campo gravitacional, vertical em qualquer direção.

Para ser obtida a *Anomalia de Campo Total* é utilizada a seguinte equação,

$$\Delta B = B_{obs} - (B_{int} + B_{ext}) \quad (4.15)$$

onde ΔB é a anomalia de campo total (com $<1\%$ da resposta), B_{obs} o campo magnético observado (com as correções de instrumento e compensações realizadas) B_{int} o campo associado à variação secular (IGRF, 90% à 99% da resposta) e B_{ext} o campo associado às variações diurnas.

CAPÍTULO 5

Análise dos Dados, Interpretações e Modelagens

5.1 Análise dos Dados

Inicialmente os dados foram carregados no software OASIS MONTAJ versão 7.3, da empresa GEOSOFT, instalada e disponível nas máquinas do LAGEP-CPGG-UFBA. A partir disso foi verificado quais informações estavam no banco de dados como os canais coordenadas, altitudes, dados observados, correções, anomalias e canais de nivelamento ou micronivelamento.

Posteriormente foi gerado um mapa das linhas de levantamento para obter suas distribuições espaçamento real entre linhas de voo e controle, tamanhos das células, diagnosticando como e quais interpolações seriam futuramente mais viáveis. A avaliação visual dos parâmetros do aerolevantamento, como espaçamentos entre as linhas de produção, altura do vôo e perfis dos dados, é fundamental para escolher o melhor tratamento a ser aplicado (SORDI, 2007). Nesse sentido, foram observados em perfis projetados nas linhas de levantamento, ou seja em mapa, primeiramente nas de voo, depois nas de controle, se haviam picos discrepantes nos dados, os chamados *spikes*. Posteriormente, para cada perfil dos canais foram observados se havia existência de *spikes*. Essas análises foram qualitativas e demonstraram que os dados já tinha sido corrigidos.

Foram realizados controle de qualidade dos dados refazendo as correções empregadas para verificar valores discrepantes utilizando para isso operações entre canais disponíveis no software OASIS MONTAJ em rotinas GX OASIS MONTAJ e planilhas do Microsoft Excel. Foram verificadas, no caso da gravimetria, as correções de latitude, ar-livre, Eötvös e Bouguer. Não foi realizadas as correções de terreno, onde inclusive a empresa possuía suas próprias rotinas de processamento, não divulgada ou encontrada na literatura. As correções magnéticas adotadas foram referentes ao do IGRF, pois as compensações devido o efeito da assinatura da aeronave e devido variações de mudanças de rumos estavam previamente corrigidas, assim como a variação diurna. Os valores estavam coerentes, o que não demandou tempo para serem gerados os primeiros *grids*-testes das anomalias. Com variadas técnicas

de interpolação para ambos os dados geofísicos, com diferentes tamanhos da célula do *grid* e tensões associadas à malha de interpolação, testes foram realizados para verificar o comportamento do software e a qualidade dos mapas. Essas informações não estão dispostas nesse trabalho, de forma que, os mapas aqui apresentados foram escolhidos a partir dos *grids* com melhor qualidade sem efeito de aliasing. O tamanho da célula, dependerá do tipo de malha adotada, ou seja, se os dados estão sendo utilizados pelos sistemas em coordenadas geográficas de *datum* SAD69 com *datum* local transformado [SAD69](5m)Brasil, ou o sistema de projeção XY de *datum* SAD69 [SAD69](8m)Brasil com o método UTM(zona 23 S). Isso implicará numa malha de *grid* curva ou planar. O tamanho do *grid* foi calculado como 1/4 da distância de separação entre as linhas de produção. Dessa forma, como a diferença entre essas linhas é de 6000 m então o tamanho da célula é de $tc = 1500\text{ m}$. A frequência de Nyquist associada então é de $f_N = 0,3\text{ km}^{-1}$.

Empregando diferentes métodos de interpolações, como Mínima Curvatura e o Bidirecional para obter os *grids* com informações dos respectivos campos anômalos, após exaustivos testes de processamento, foram escolhidos o RANGRID para os dados gravimétricos e o BIGRID para os magnetométricos devido às respostas menos ruidosas em torno das linhas de levantamento. Para a interpolação RANGRID foi adotada máxima de 100 interações com 16 *grids* iniciais grosseiros e tensão interna nula. Para a interpolação BIGRID foi utilizado o método AKIMA nas direções XY, sem privilegiar qualquer das direções. Para determinar a anomalia Bouguer residual, ou seja, separação residual-regional, foi utilizado todos os pontos do *grid* sendo o polinômio de remoção de ordem 1.

A partir desses *grids* foram realizadas filtragens 2D no domínio do espaço, utilizando o Métodos da Convolução, determinando as derivadas direcionais (Dx,Dy,Dz), a derivadas inclinada (TDR), a derivada horizontal total da derivada inclinada (HD-TDR) e a amplitude do gradiente do campo, comumente denominado de sinal analítico SA. Foram obtidas também no domínio da frequência, através da *Fast Fourier Transform*, acrônimo FFT, as derivadas direcionais. Como não houveram muitas diferenças entre os mapas de derivadas (Dx,Dy,Dz) obtidos pelo método de convolução em relação ao das derivadas (Dx,Dy,Dz) no domínio da frequência FFT, foram apresentados e discutidos apenas os primeiros. Essa análise foi realizada de forma qualitativa verificando os domínios e contornos das respostas gravimétricas e magnéticas. Vale ressaltar que os mapas das derivadas TDR e IID-TDR foram apenas obtidas através do método da convolução.

Para se ter estimativas das profundidades foram utilizados Espectros Radial de Potência, determinado a partir de um *grid* no domínio do comprimento de onda, obtido pela FFT de um *grid* original, relacionando o campo potencial com possíveis profundidades. Foi utilizado também a técnica de Deconvolução de Euler 3D Localizada.

Os mapas estruturais e geológicos foram obtidos a partir dos bancos de dados da CPRM.

5.2 Interpretações

5.2.1 Contornos e domínios preferenciais

As figuras 5.1 e 5.2 mostram as interpretações correspondendo aos três domínios gravimétricos com valores que variam entre -50 mGal à -150 mGal . Essas estruturas foram apresentadas em Martins-Neto et al. (2001), a partir de Lesquer et al. (1981), onde têm-se na porção central e sul o Alto de Januária e a oeste da porção SW o Baixo de Pirapora (ver figura 1.3).

Essas geometrias de altos e baixos expressam grandes estruturas do embasamento, no entanto o compartimento central da bacia não apresentam deformações em grandes proporções. Segundo Martins-Neto et al. (2001), a maior parte do embasamento está raso aflorando no limite NE da bacia, em locais do Alto de Januária. O Alto de Sete Lagoas controlou a deposição dos sedimentos do Grupo Bambuí e foi continuamente reativado como um alto flexural de antepaís, devido sobrecargas relativas às faixas Brasília e Araçuaí circundante.

As figuras 5.3 e 5.4 demonstram anomalias circulares regionais e residuais. A porção norte do Baixo de Pirapora, no mapa de anomalia Bouguer residual demonstra o depocentro norte da bacia relativo ao levantamento em estudo. Observa-se que, no regional, não se encontra uma nítida separação entre os dois depocentros com possível polaridade invertida. Com detalhe é possível notar que os gradientes gravimétricos da feição de maior magnitude possui declive maior que ao norte.

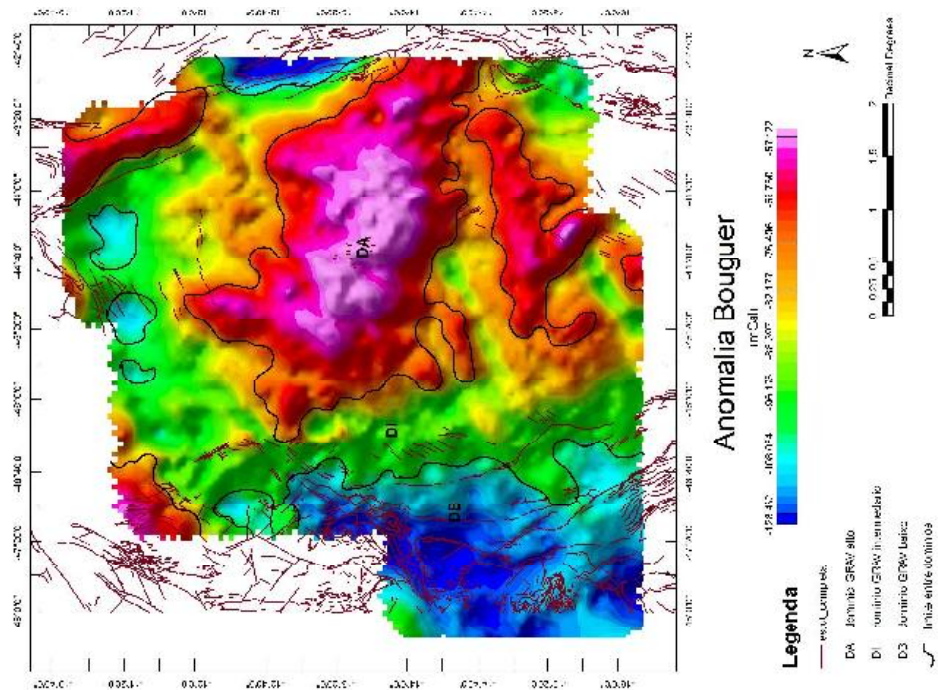


Figura 5.1: Domínios gravimétricos e estruturais da área em estudo: mapa ressaltando feições regionais; destaque para os domínios interpretados, alto (rosa), intermediário (verde amarelado) e baixo (azul).

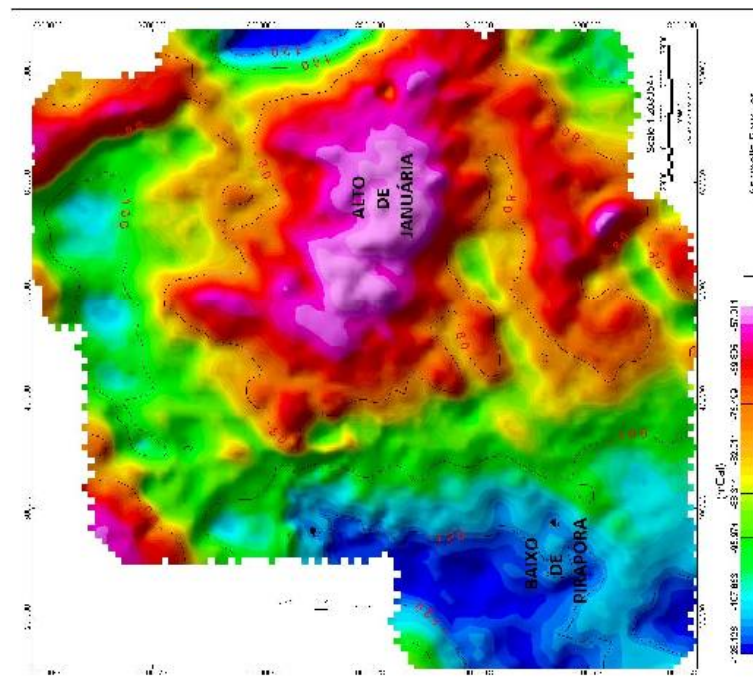


Figura 5.2: Domínios estruturais: Alto de Januária c Baixo de Pirapora, interpretados aqui a partir dos trabalhos de Ussami (1993), Lesquer et al. (1981), Mascarenhas et al. (1984) e Martins-Neto et al. (2001).

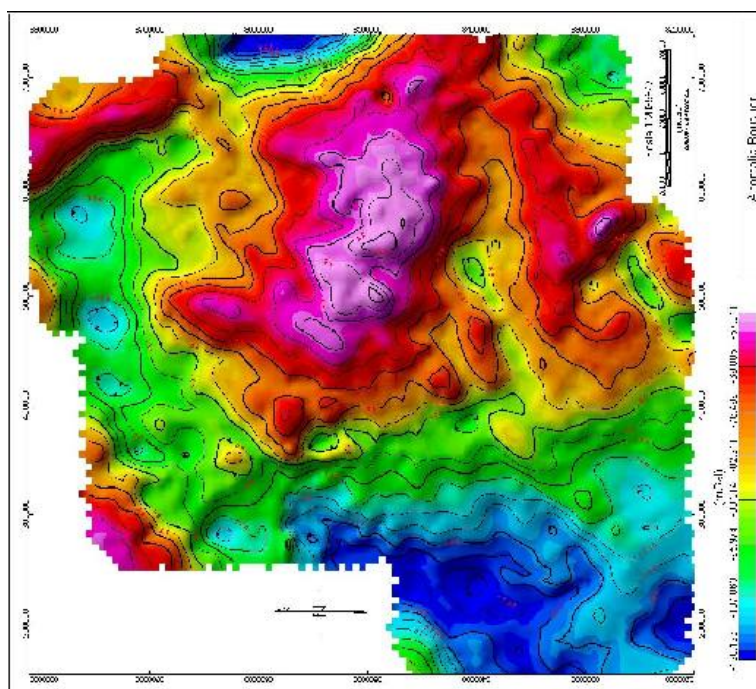


Figura 5.3: Curvas de contorno da anomalia Bouguer completa, mostrando principais feições regionais assinaladas pela gravimetria.

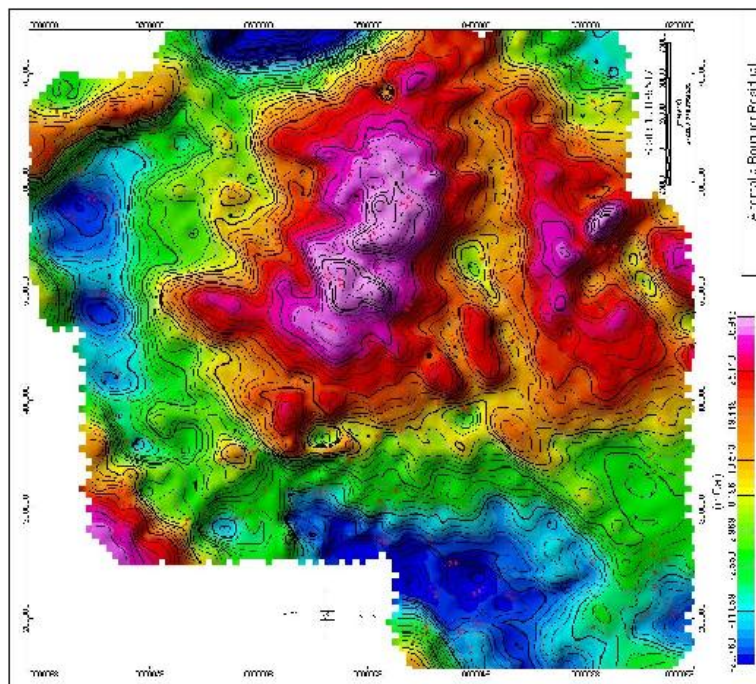


Figura 5.4: Curvas de contorno da anomalia Bouguer residual, mostrando as principais feições locais após remoção das respostas regionais

5.2.2 Integração da GRAV-MAG com o mapa estrutural da bacia

Falhas contracionais do Brasileiro: falhas de grandes extensões

Nas figuras de 5.5 a 5.12 dos dados gravimétricos e de 5.13 a 5.20 dos dados magnetométricos, é possível observar que falhas e lineamentos estruturais seguem orientações gravimétricas e magnetométricas, principalmente nos mapas de derivadas. Essas tendem a ressaltar variações que estejam próximas à superfície. A derivada vertical é comumente aplicada a dados de campo magnético total para melhorar as fontes geológicas mais rasas nos dados. Assim como outros filtros que melhoram os componentes de número de onda alto do espectro. Os gradientes horizontais podem ser utilizados para mapear limites e profundidades dos corpos, inclusive quando se tem uma idéia primeira das distribuições geológicas na área.

Nas figuras de 5.5 a 5.12, estão destacadas em azul as falhas contracionais, inversas ou de empurrão, do Evento Brasileiro. Percebe-se que o embasamento está circundado por essas falhas. Nos mapas de anomalia Bouguer completa e residual, da figura 5.5 e 5.6, são correlatas principalmente às estruturas das bordas entre os domínios DB e DI, destacados na figura 5.1.

As variações ao longo das direções $0xy$ são fornecidas pelas derivadas Dx e Dy , isso tanto para respostas gravimétricas como magnéticas. As falhas do evento Brasileiro possuem direções preferenciais N-S (NE-SW, para as demarcadas no limite superior do levantamento, NW-SE, as destacadas na parte oeste e leste do mapa). Logo é esperado que as respostas das derivadas na direção $0x$ possuam assinaturas mais próximas com essas estruturas que as da direção $0y$, concordante com a orientação N-S da falha. Por outro lado, é possível identificá-las também com a derivada na direção $0z$, onde fornece informações da baixa assinatura gravimétrica dessas falhas, variando entre -140 mGal à -50 mGal . Ou seja, são relativamente profundas e antigas, já que remontam o processo orogênico do Brasileiro. Observando-se com mais cuidado é possível afirmar que as demais falhas são assinaladas pelas derivadas Dx , Dy e Dz (respectivamente as figuras 5.9, 5.10 e 5.11), principalmente as que se situam ao extremo oeste do Lev-1. As falhas a norte do levantamento se correlacionam com as respostas dos mapas Dy , Dz e sinal analítico gravimétricos (figuras 5.10, 5.11 e 5.12), indicando que são estruturas rasas. O mapa de sinal analítico da gravimetria comumente não é usado para interpretações, no entanto, a proposta era verificar o quão eficiente o mesmo pode ser para mapeamento de corpos, tanto em termos de profundidade como o de limites de bordas. Inclusive analisando com cuidado é possível verificar que houve a delineação de bordas de estruturas com relativos gradientes, e a definição de domínios de falhas (comparar as figuras de anomalia Bouguer 5.5, residual 5.6 e de sinal analítico Bouguer na figura 5.12; em muitos casos as assinaturas são maiores que no mapa de sinal analítico magnético (ver mapa de sinal analítico da figura 5.20).

Analisando essas mesmas estruturas nos diferentes mapas magnéticos (ver figuras de 5.13 a 5.20) existem algumas diferentes respostas. Nos mapas de anomalias magnéticas e sua residual, as falhas demarcadas a oeste cortam transversalmente os lineamentos magnéticos o que denota a não correspondência das mesmas com essas assinaturas magnéticas. O mesmo pode ser dito em relação às derivadas direcionais de convolução (D_x, D_y, D_z). Isso pode ser explicado pelo caráter previamente discutidos desses operadores assinalarem anomalias mais rasas, ajudando a discernir que essas falhas são profundas. As falhas na parte leste parecem melhor se associam às respostas magnéticas principalmente no mapa IID-TDR, figura 5.16, acompanhando o limite da borda leste do baixo gravimétrico. Essa correspondência é maior no mapa de sinal analítico onde claramente a falha acompanha a assinatura magnética. O mesmo não pode ser dito a oeste. Na porção norte essas estruturas parecem acompanhar todos os lineamentos magnéticos NE-SW, que é característicos em todos os mapas magnéticos obtidos, concordando com os mapas gravimétricos, um forte indício que as mesmas estão muito mais rasas que suas correlatas.

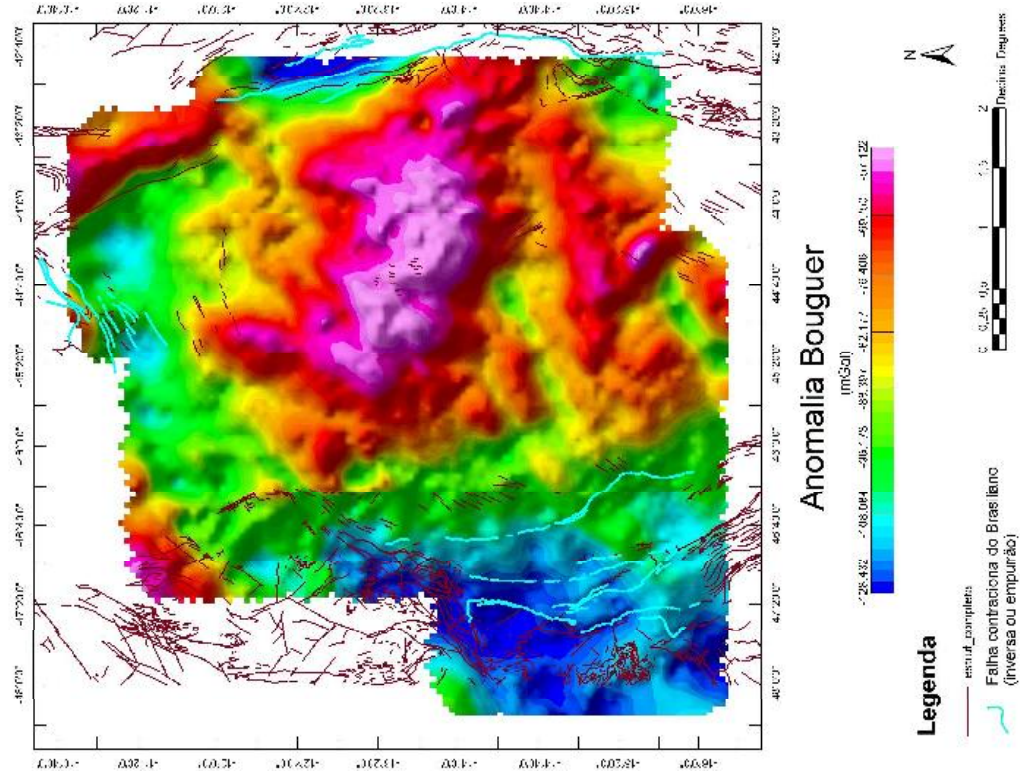


Figura 5.5: Mapa de anomalia Bouguer completa destacando feições regionais e as falhas do evento Brasileiro.

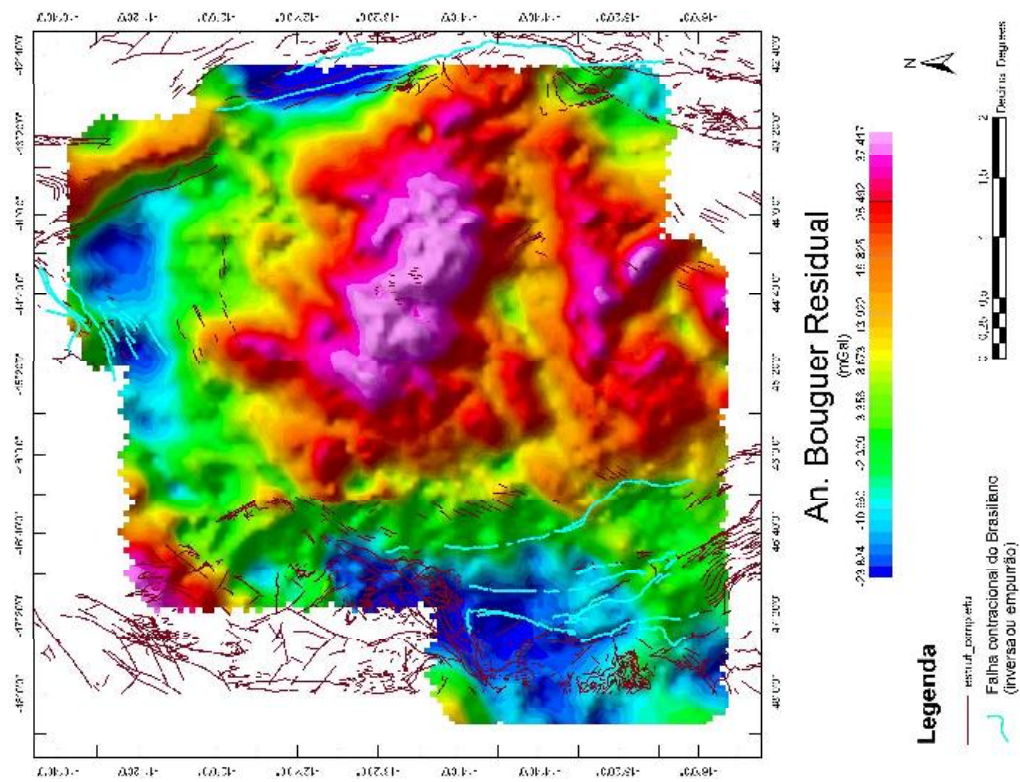


Figura 5.6: Mapa de anomalia Bouguer residual destacando as feições locais e as falhas do evento Brasileiro; as falhas estão contralando mais as respostas localizadas que as regionais destacadas na fig.5.5.

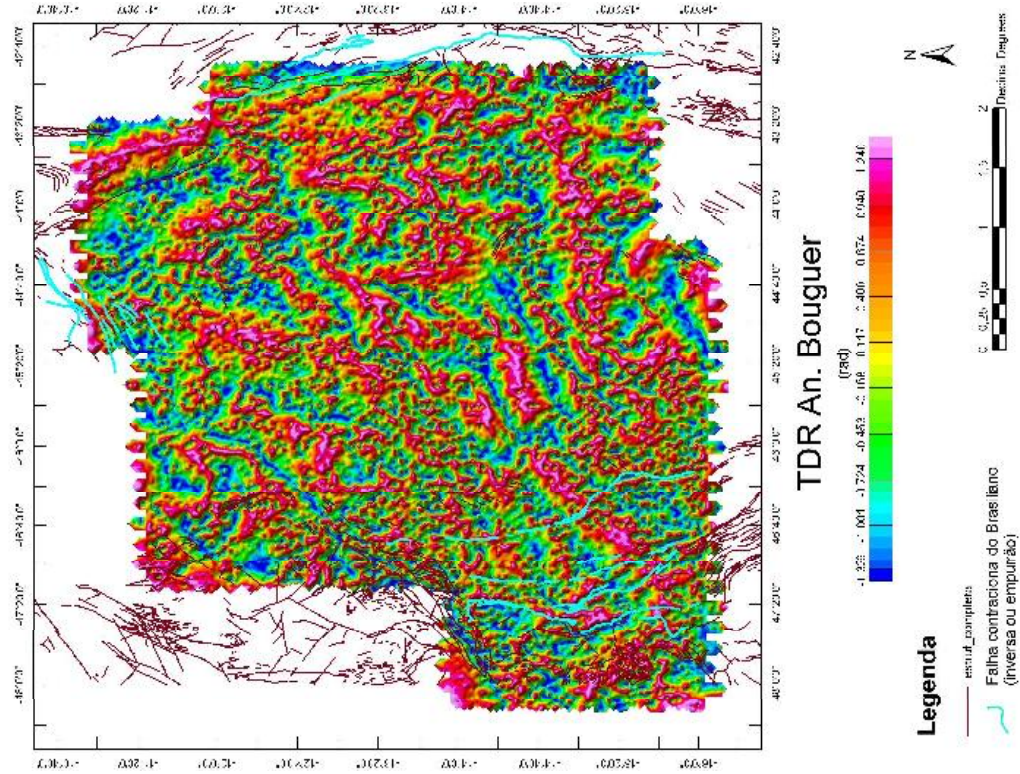


Figura 5.7: Mapa de derivada inclinada convolucional gravimétrica e falhas do evento Brasileiro; algumas dessas estruturas estão sendo assinalizadas, principalmente as falhas a norte e leste e algumas falhas a oeste.

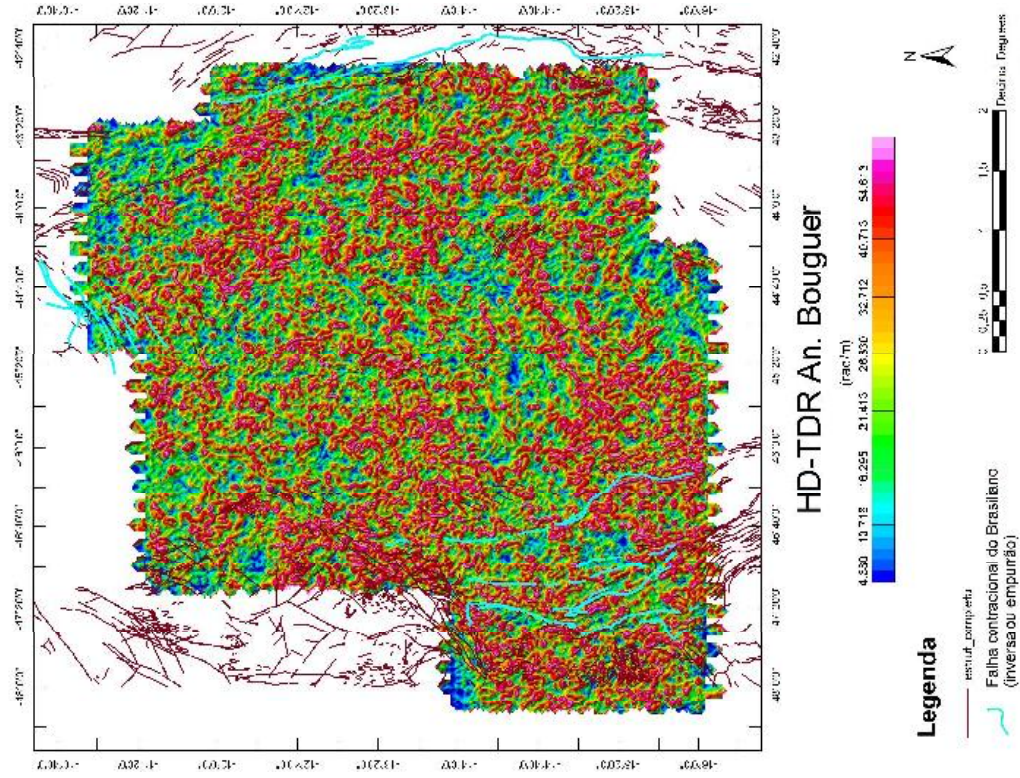


Figura 5.8: Mapa de derivada horizontal total convolucional da derivada vertical convolucional gravimétrica e falhas do evento Brasileiro; destaca variações da derivada inclinada, sendo que algumas das falhas destacadas a leste e oeste são assinaladas.

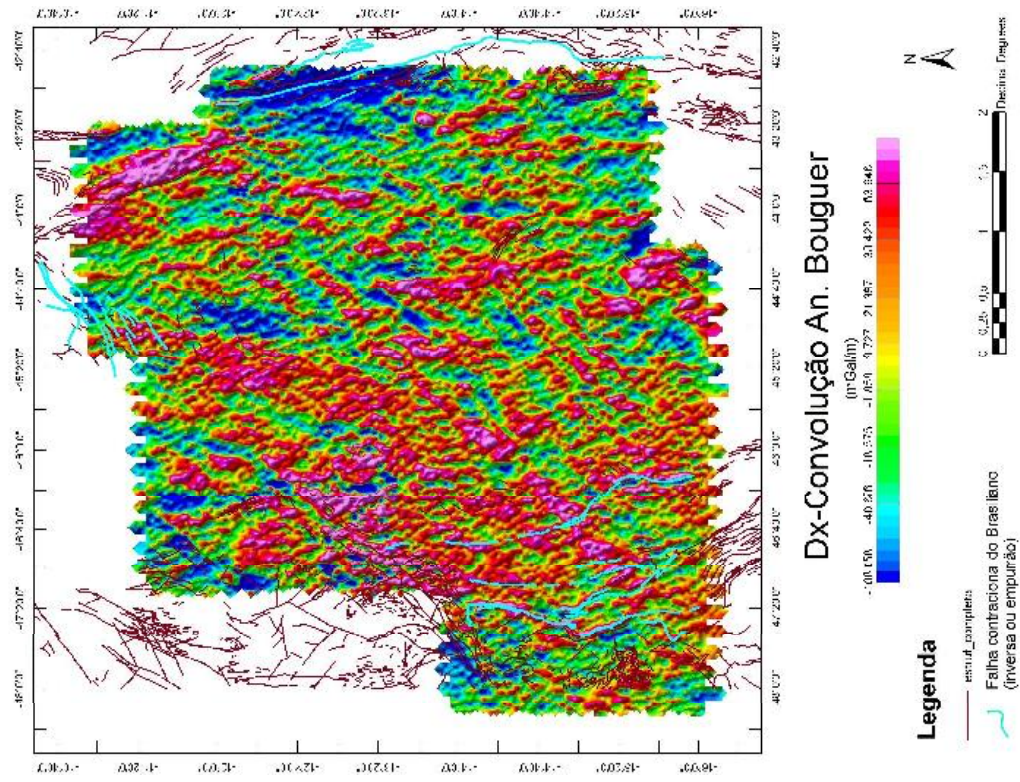


Figura 5.9: Mapa de derivada Dx convolucional gravimétrica e falhas do evento Brasileiro; destaque para a falha a leste.

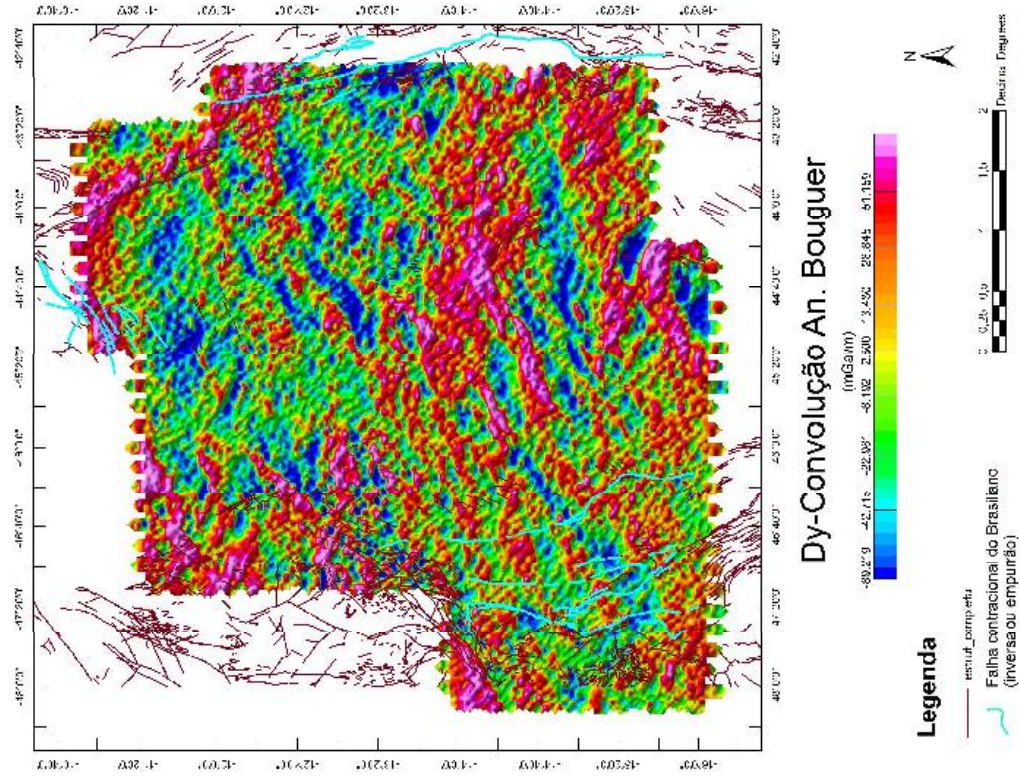


Figura 5.10: Mapa de derivada Dy convolucional gravimétrica e falhas do evento Brasileiro; falhas tem direção N-S, não são sinalizadas pois essa derivada destaca mais as variações na direção 0x; observar as falhas ao norte sendo assinaladas.

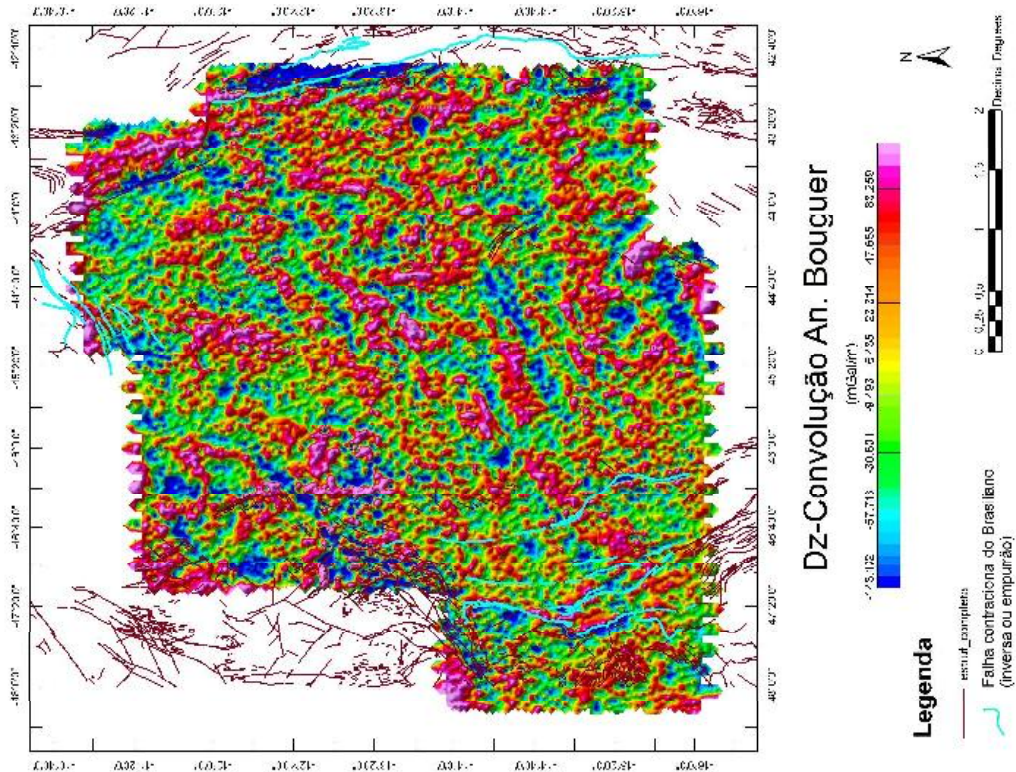


Figura 5.11: Mapa de derivada Dz convolucional gravimétrica falhas do evento Brasileiro; as falhas a leste estão assinaladas mas a baixa assimetria gravimétrica indica que possuem grandes profundidades; falhas ao norte são mais rasas.

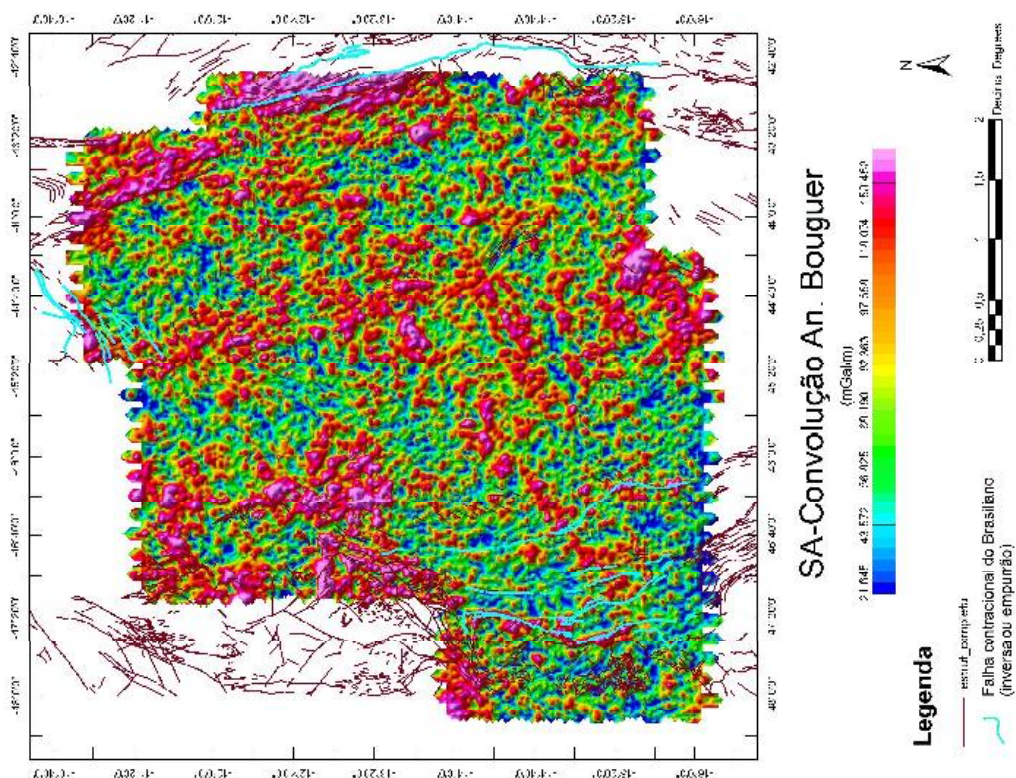


Figura 5.12: Mapa de amplitude do sinal analítico convolucional gravimétrico e falhas do evento Brasileiro; determinando principalmente bordas; as falhas estão sendo controladas pelos valores elevados do SA.

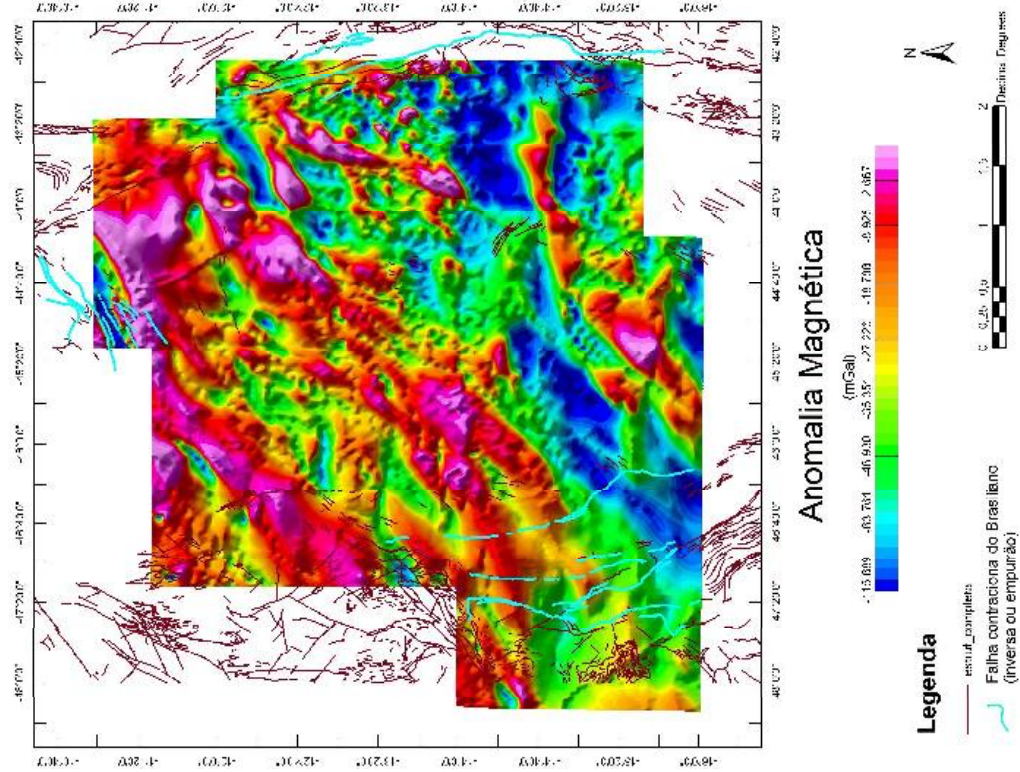


Figura 5.13: Mapa de anomalia magnética e falhas do evento Brasileiro; falhas transversais às respostas, indicam que as assinaturas não correspondem à essas estruturas.

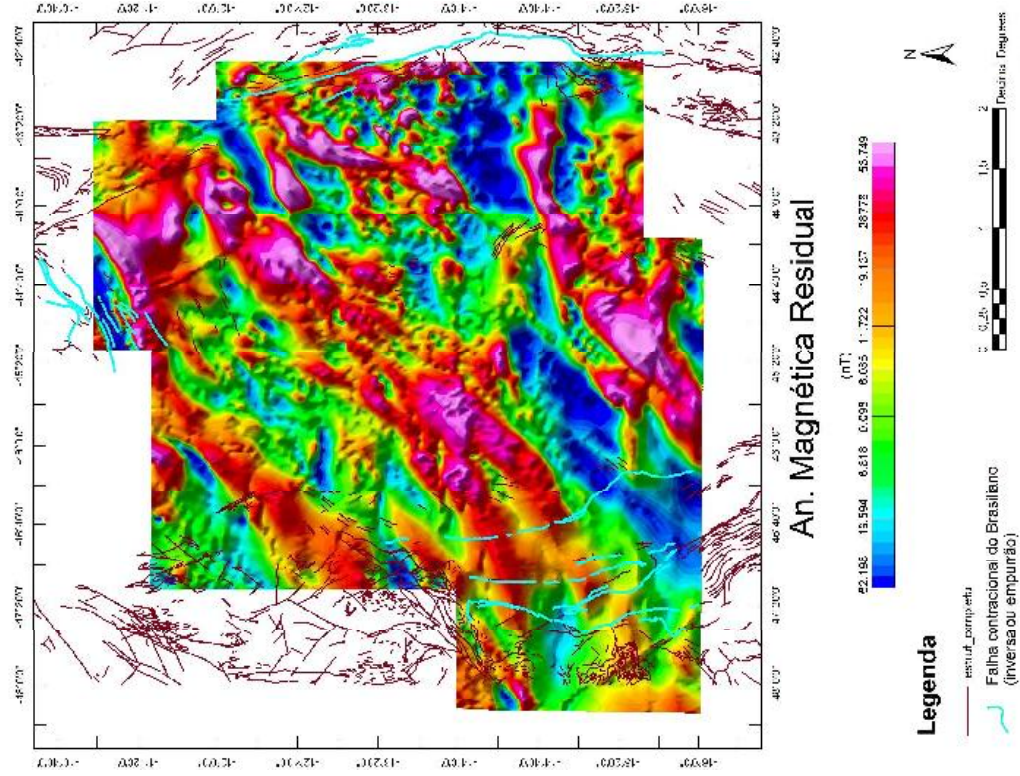


Figura 5.14: Mapa de anomalia magnética residual e falhas do evento Brasileiro; falhas transversais às respostas, indicam que as assinaturas não correspondem à essas estruturas.

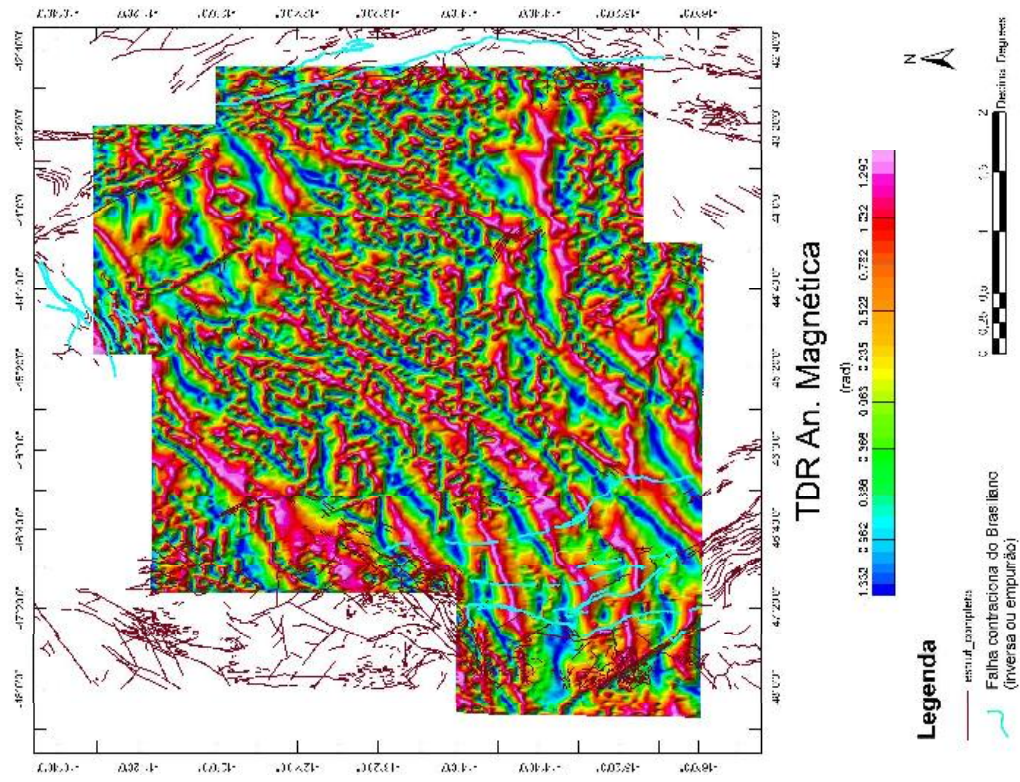


Figura 5.15: Mapa de derivada inclinada convolucional magnética e falhas do evento Brasilano; a não correlação das falhas oeste e leste indicam que estas são mais profundas; as falhas a norte são mais rasas.

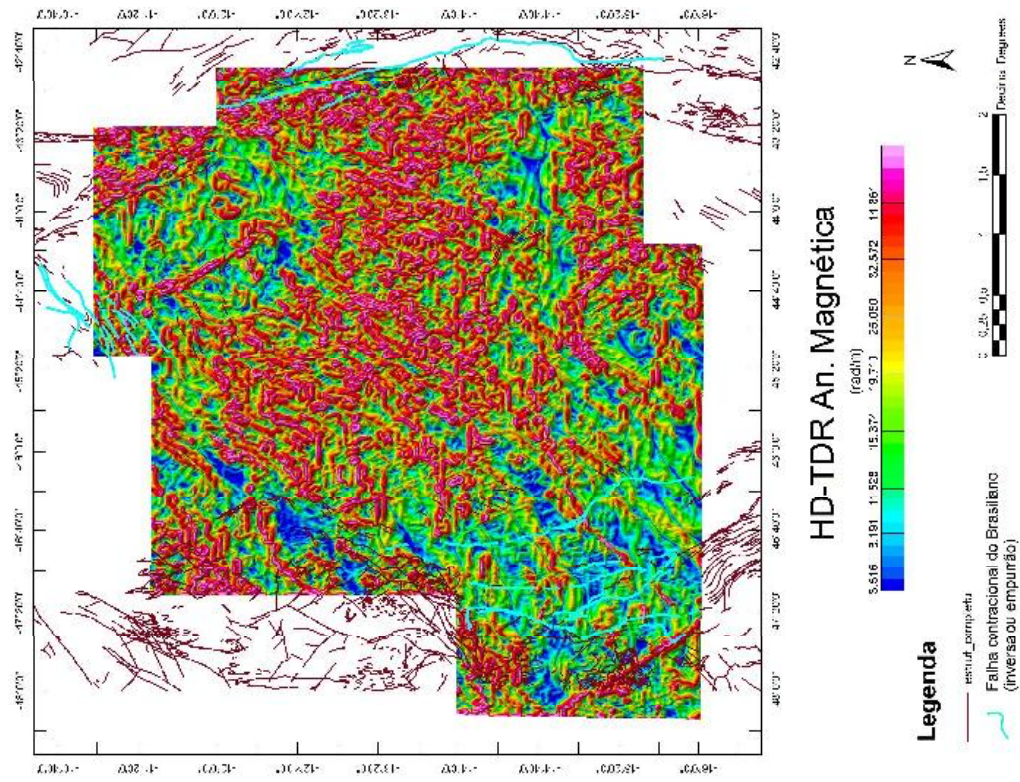


Figura 5.16: Mapa de derivada horizontal total convolucional da derivada inclinada convolucional magnética e falhas do evento Brasilano; destaque para falhas norte e leste.

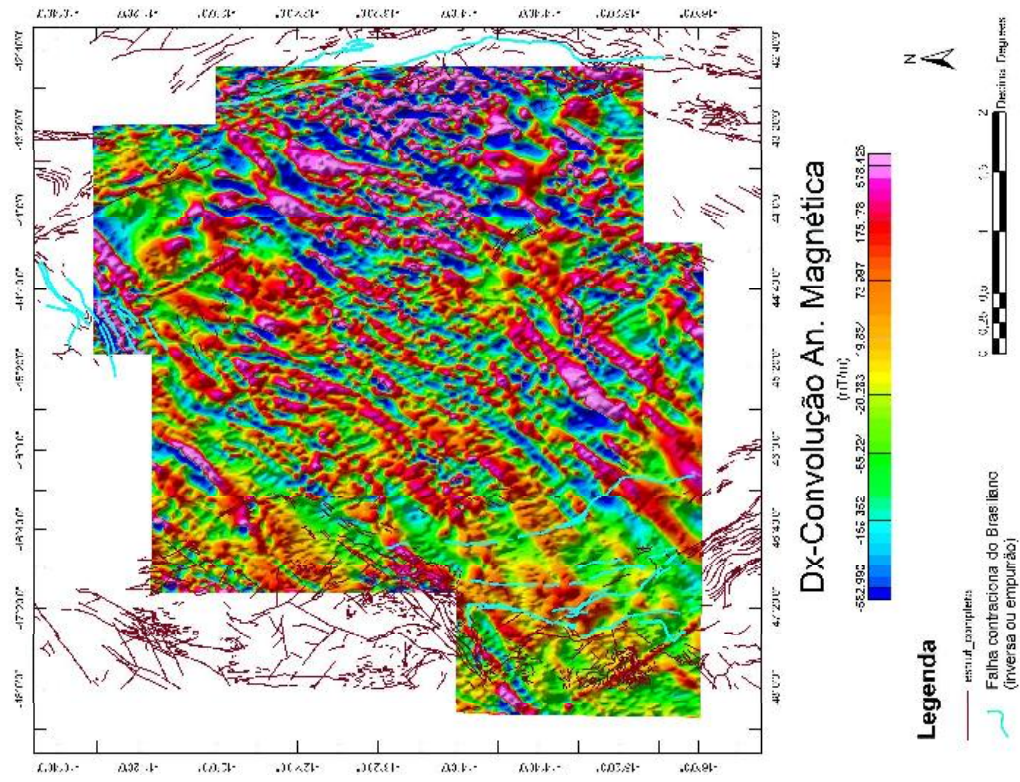


Figura 5.17: Mapa de derivada Dx convolucional magnética e falhas do evento Brasileiro; falhas rasas de direção N-S são assinaladas; destaque para as falhas a leste com baixa assinatura MAG, indicando que não é rasa.

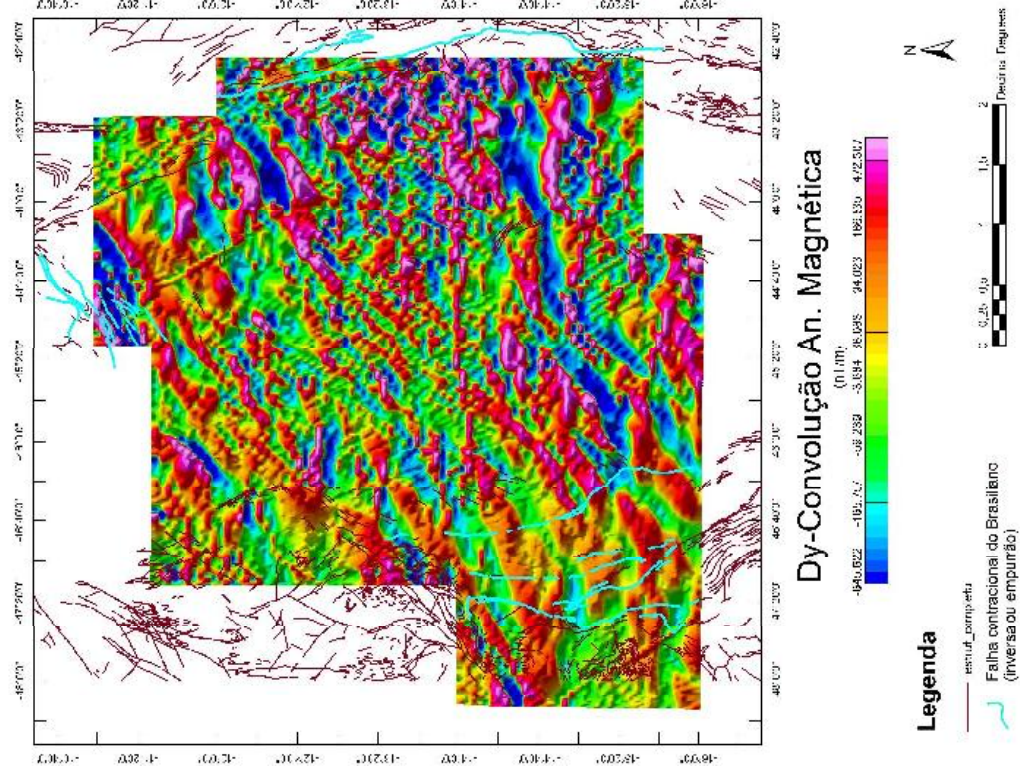


Figura 5.18: Mapa de derivada Dy convolucional magnética e falhas do evento Brasileiro; falhas rasas de direção E-W são assinaladas; destaque para as falhas a norte com alta assinatura MAG, indicando baixas profundidades.

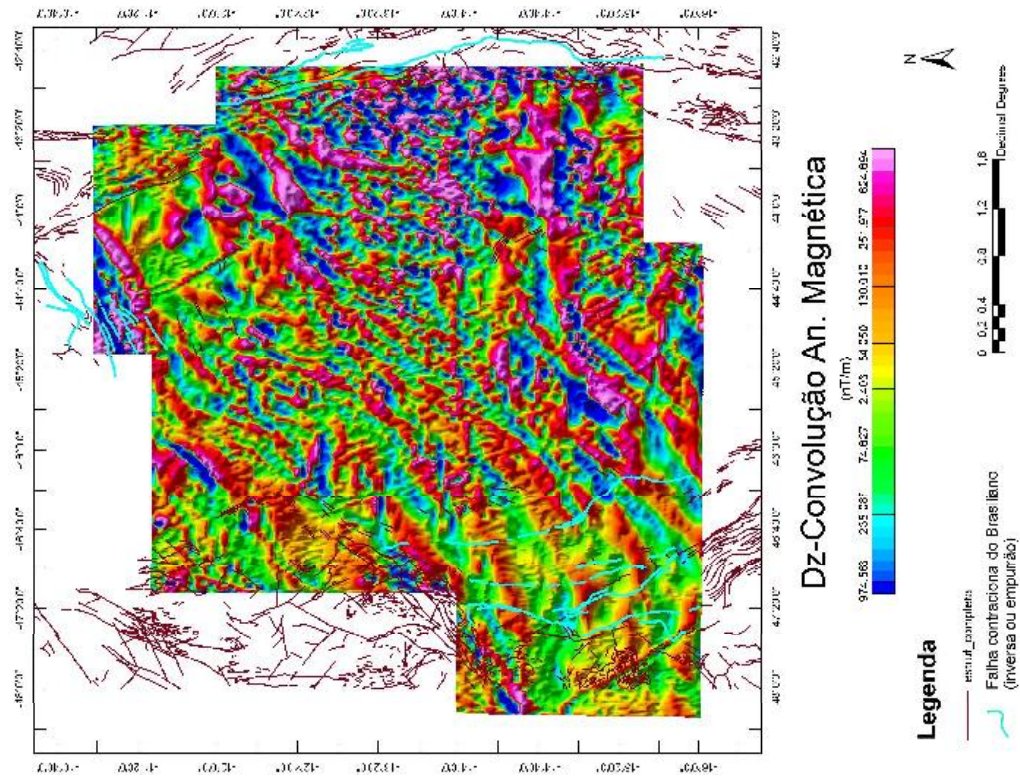


Figura 5.19: Mapa de derivada Dz convolucional magnética e falhas do evento Brasiliano; destaque para as assinaturas magnéticas dipolares das falhas a norte sendo maiores que as das falhas a leste, indicando que as mesmas estão a baixas profundidades.

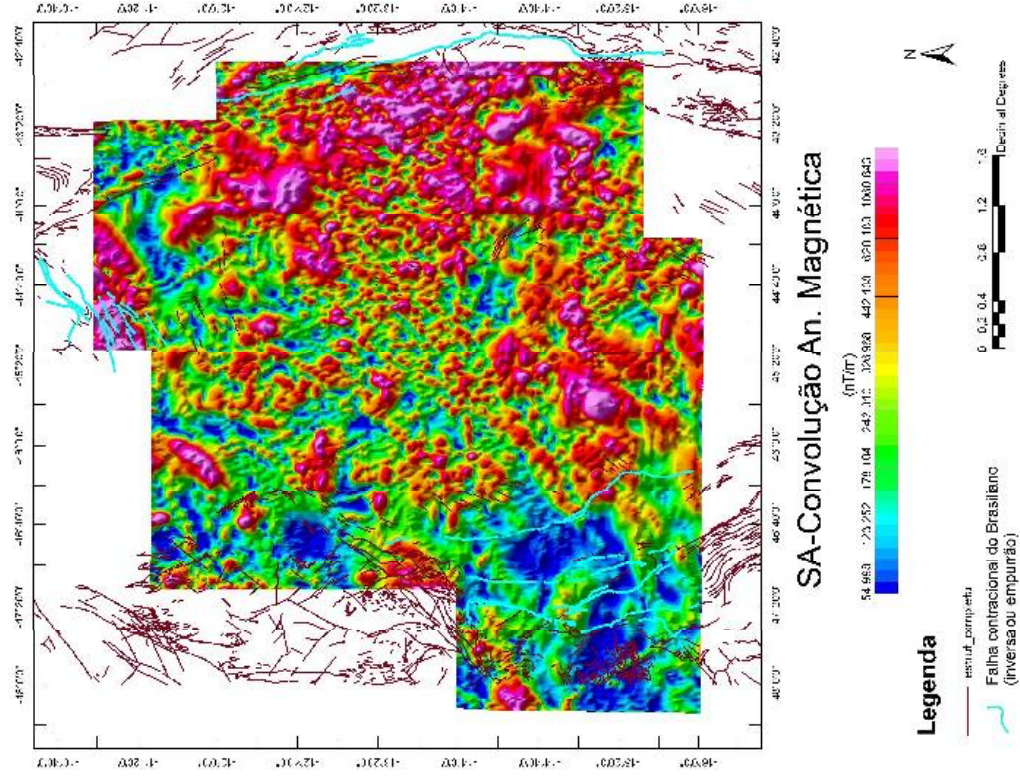


Figura 5.20: Mapa de amplitude do sinal analítico convolucional magnético e falhas do evento Brasiliano; centralizando as respostas magnéticas mapeando centro de fontes e suas bordas; respostas magnéticas são mais acentuadas onde o embasamento é mais raso, correspondendo ao Alto de Januária.

Interpretações de estruturas preferenciais e lineamentos

Foi realizado a interpretação de lineamentos estruturais e possíveis falhas correspondentes entre os mapas de anomalias e suas respectivas derivadas. A metodologia adotada foi demarcar essas orientações através dos mapas de derivadas Dz convolucional, figuras fig.5.27 (do campo gravimétrico) e fig.5.51 (do campo magnetométrico), verificando nos demais mapas quais as assinaturas dos campos correspondiam às mesmas. Assim, após realizada a interpretação das orientações, as mesmas eram fixadas, e posteriormente eram modificados os diferentes mapas (dos campos potenciais e suas derivadas).

Situação 1) Interpretações da derivada Dz convolucional do campo gravimétrico superpostas aos mapas de anomalia Bouguer e demais derivadas: Observando os mapas de anomalia Bouguer na fig.5.21 pode-se concluir que as orientações que aparecem no mapa da respectiva derivada circundam o Alto de Januária, limitando inclusive bordas de gradientes gravimétricos. O mesmo pode ser observado na derivada inclinada da anomalia bouguer, figura 5.23, onde a coincidência entre os limites estruturais presentes nos shapes da CPRM e os interpretados indicam esta como uma ferramenta importante no mapeamento de estruturas independentes da profundidade. Falhas como as do evento Brasileiro e falhas transcorrentes estão bastantes assinaladas. Comparando então com sua derivada horizontal total, HD-TDR, na figura 5.24, o baixo de Pirapora possui valores altos dessas derivadas. Possivelmente as estruturas dessa área possuem uma inclinação de mergulho maior que as das falhas do embasamento.

Situação 2) Interpretações da derivada Dz convolucional da anomalia Bouguer superpostas aos mapas de anomalia magnética e suas derivadas: Nos mapas de anomalia magnética regional (fig.5.29) e anomalia magnética residual (fig.5.30) as orientações das estruturas seguem as direções dos lineamentos magnéticos sendo que no mapa residual, onde corpos mais localizados tornam-se mais acentuados, as orientações limitam zonas magnéticas. A derivada TDR convolucional da anomalia magnética (fig.5.31) denota as orientações das estruturas localizadas nos domínios magnéticos, cujo os dipolos, nesse caso, tem direção majoritariamente NE-SW, concordando com as estruturas interpretadas na derivada Dz convolucional da anomalia Bouguer. Na derivada IID-TDR convolucional da anomalia magnética (fig.5.32), cujo objetivo é demonstrar como varia a derivada TDR nas direções 0xy, os valores de amplitude magnética constante tornam-se monotonicamente azul, com valores entre 3,516 à 11,000 *rad/m*. A derivada Dx convolucional da anomalia magnética (fig.5.33) possui orientações interpretadas aproximando-se das assinaturas magnéticas sendo destacadas aquelas com direção NE-SW e, em menor quantidade, na direção NW-SE. As falhas e lineamentos magnéticos na direção E-W ficam assinaladas na derivada Dy convolucional da anomalia magnética (fig.5.34), todavia como poucas orientações interpretadas aproximam-se das assinaturas magnéticas, as mesmas não se superpõem. Em relação ao mapa de derivada vertical Dz convolucional da anomalia magnética (fig.5.2.2), as falhas e lineamentos estruturais são

mais rasos na porção leste coincidindo com os lineamentos magnéticos mais fortes e com as assinaturas presentes no mapa de sinal analítico convolucional da anomalia magnética (fig.5.36).

Situação 3) Interpretações da derivada Dz convolucional da anomalia magnética superpostas aos mapas de anomalia Bouguer e suas derivadas: Avaliando os mapas correspondentes (da fig.5.37 à fig.5.44), percebe-se que os falhas e lineamentos magnéticos correspondem de forma satisfatória às respostas gravimétricas, sendo que no Alto de Januária (fig.5.37 e fig.5.38) ocorre uma população maior desses corpos com orientações preferencialmente NE-SW, como discutido na situação anterior, ou seja, têm aproximadamente as mesmas orientações das identificadas na fig.5.21. As falhas em amarelo (ressaltando que foram mapeadas a partir do mapa de derivada vertical Dz convolucional da anomalia magnética fig 5.51) destacam-se pouco nos mapas de anomalia Bouguer e suas derivadas, o que ressalta a importância de se interpretar estruturas utilizando os mapas de derivadas em ambos os campos potenciais. Observando a derivada TDR-conv gravimétrica (fig.5.39), estruturas e lineamentos magnéticos possuem orientações similares à direção das distribuições das respostas gravimétricas sendo controladas pelas mesmas e ficam destacadas quando se analisa a derivada HD-TDR-conv gravimétrica (fig.5.40).

Situação 4) Interpretações da derivada Dz convolucional da anomalia magnética superpostas aos mapas de anomalia magnética e demais derivadas: Analisando as figuras da anomalia magnética regional e residual, respectivamente as figuras fig.5.45 e fig.5.46, a correlação dos dipolos magnéticos com as estruturas e lineamentos magnéticos marcados no mapa de derivada Dz é nítida. As falhas em amarelo não são visíveis nesses mapas de anomalia magnética. As mesmas começam a se destacar nos mapas das derivadas TDR-conv da anomalia magnética (fig.5.47) e HD-TDR-conv (fig.5.48). As discussões anteriormente realizadas na situação 1, em termos dos objetivos do método quanto as respostas esperadas nas respectivas direções, são válidas para as derivadas direcionais Dx-conv (fig.5.49) e Dy-conv (fig.5.50). O sinal analítico SA-conv da anomalia magnética (fig.5.52) ressalta as estruturas e lineamentos magnéticos majoritariamente presentes no alto do embasamento, Alto de Januária, concordando explicitamente

A importância dessas observação é que mesmo sendo mapeadas em mapas de propriedades físicas diferentes, densidade e susceptibilidade magnética, as rochas respondem estruturalmente de forma equivalente.

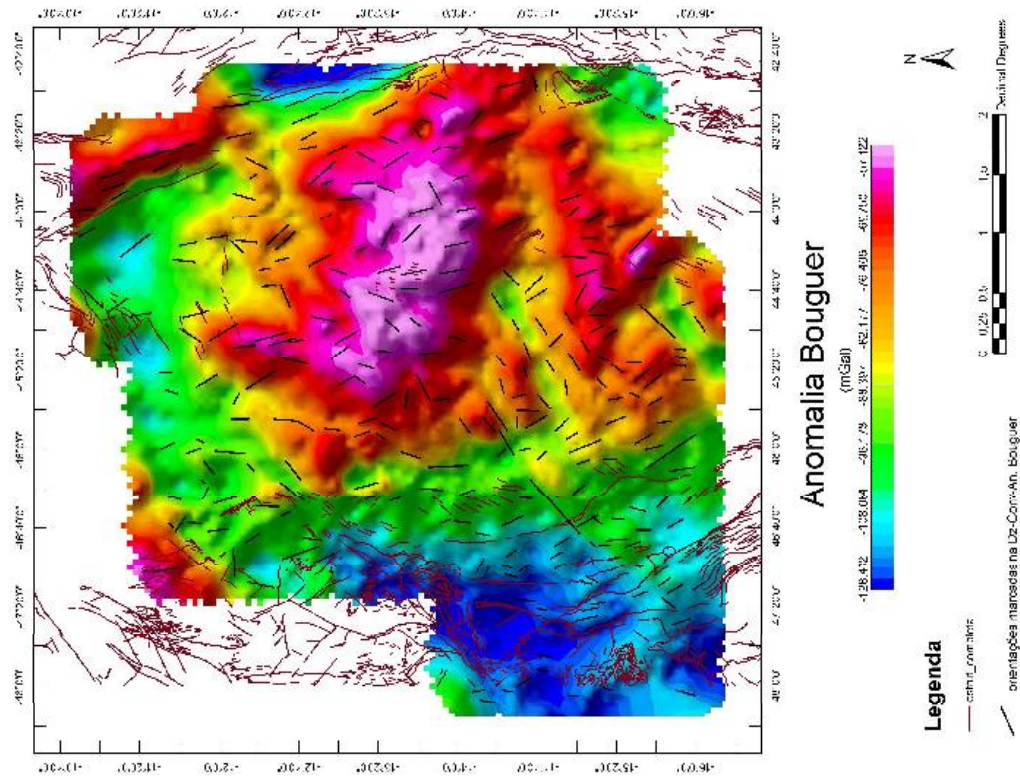


Figura 5.21: Anomalia Bouguer e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz convolucional da anomalia Bouguer

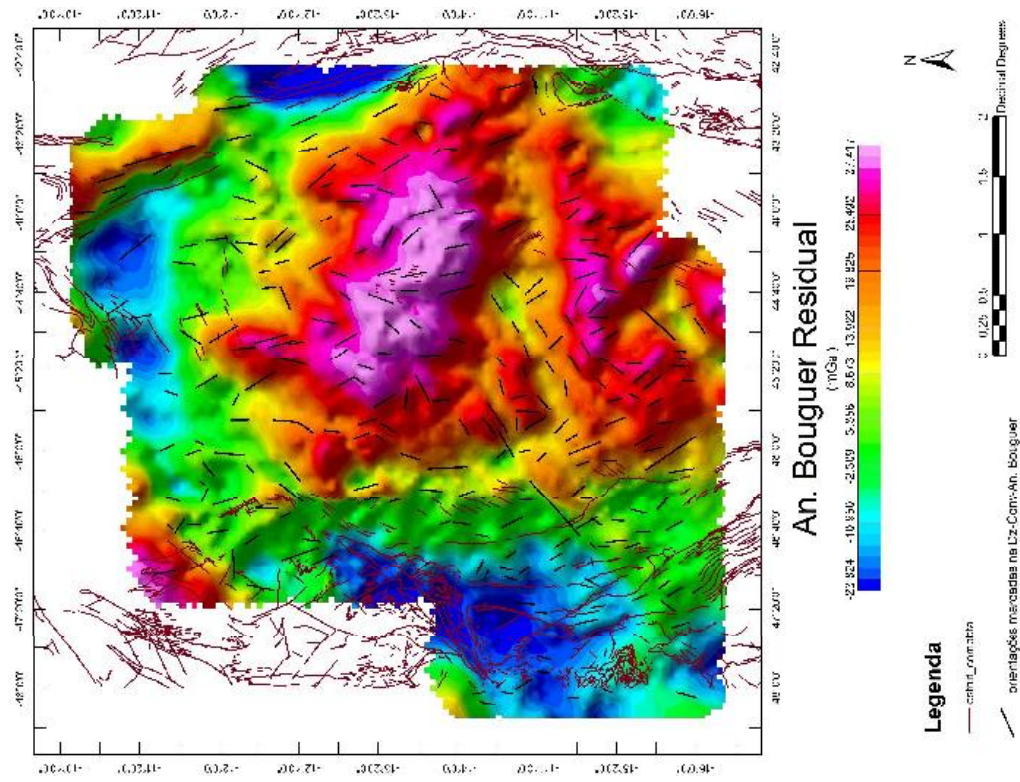


Figura 5.22: Anomalia Bouguer residual e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz convolucional da anomalia Bouguer

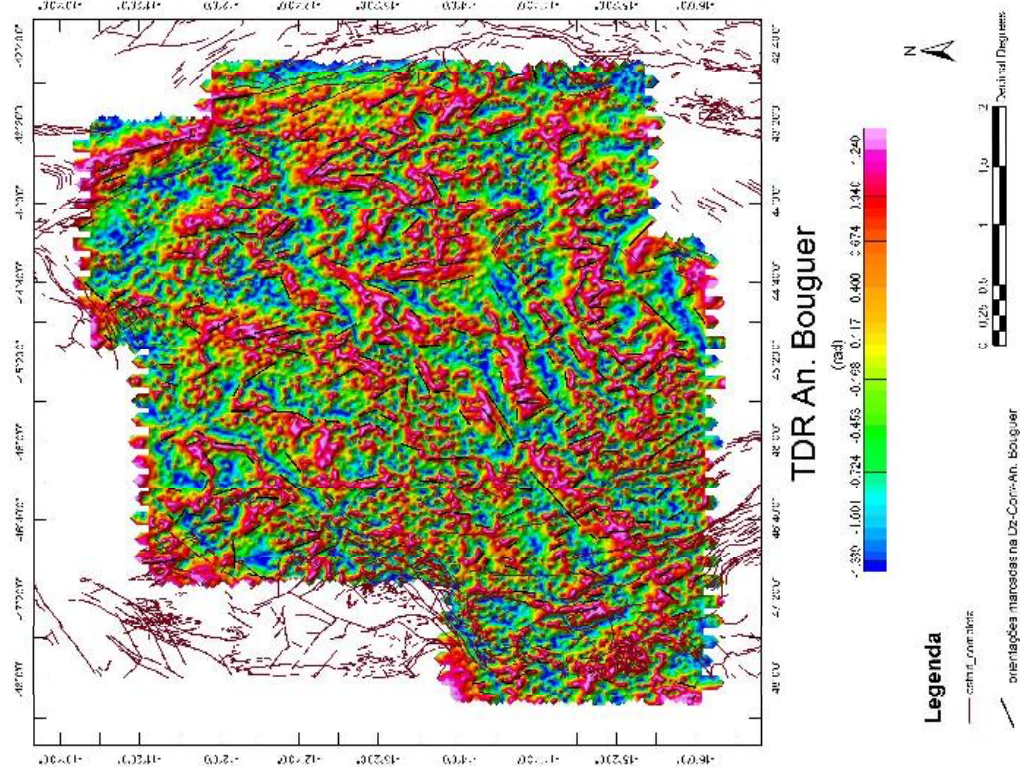


Figura 5.23: Derivada TDR convolutional gravimétrica e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz convolutional da anomalia Bouguer

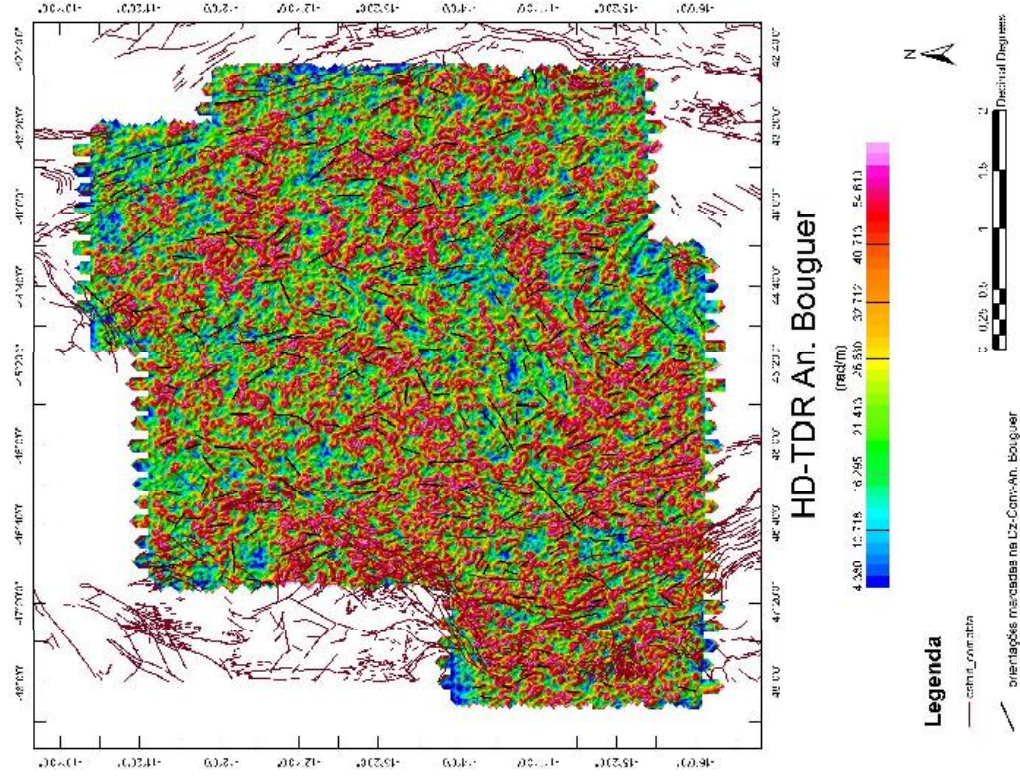


Figura 5.24: Derivada IID-TDR convolutional e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz convolutional da anomalia Bouguer

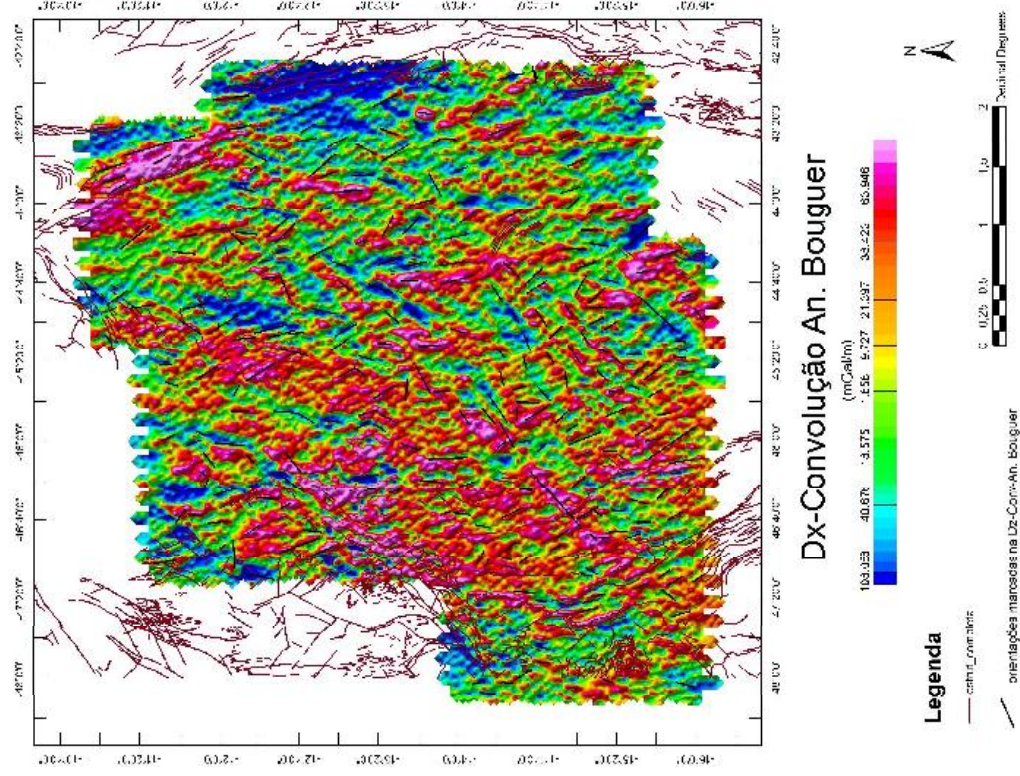


Figura 5.25: Derivada Dx convolucional gravimétrica e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz convolucional da anomalia Bouguer

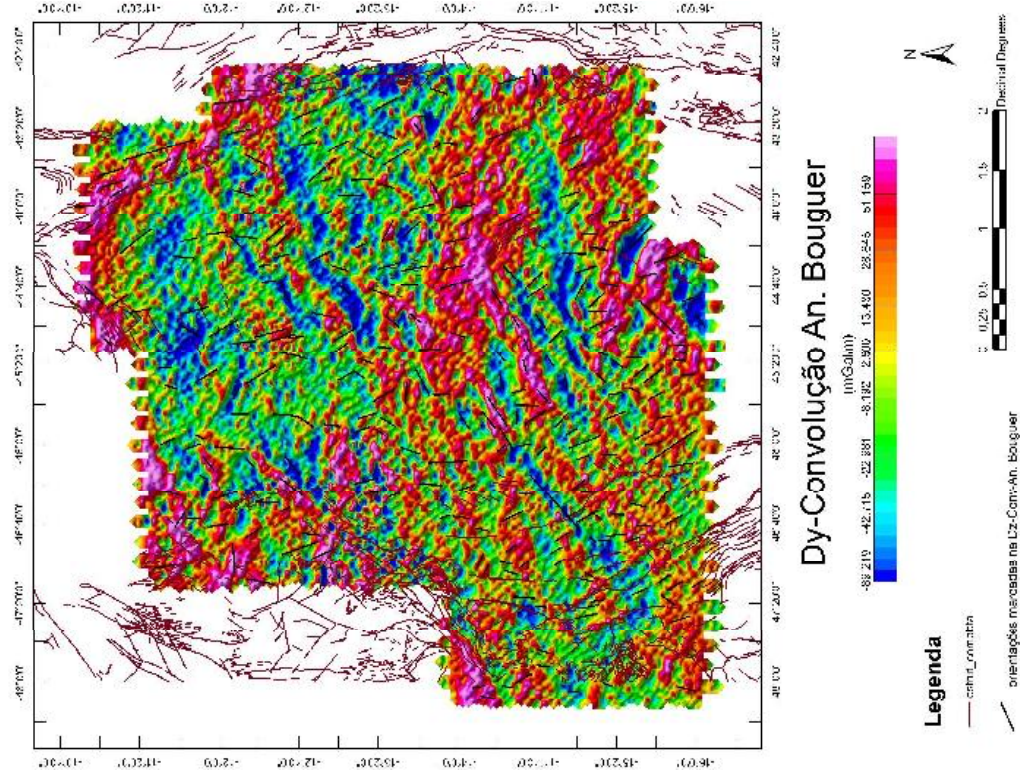


Figura 5.26: Derivada Dy convolucional gravimétrica e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz convolucional da anomalia Bouguer

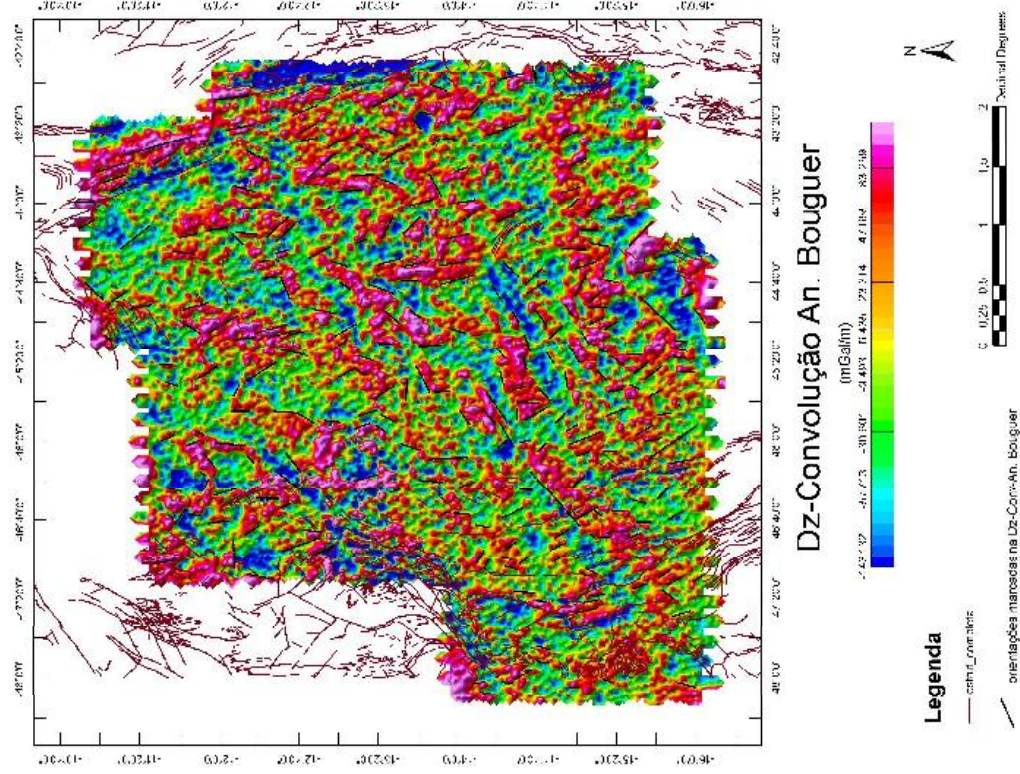


Figura 5.27: Derivada Dz convolutional gravimétrica e estruturas interpretadas no mesmo.

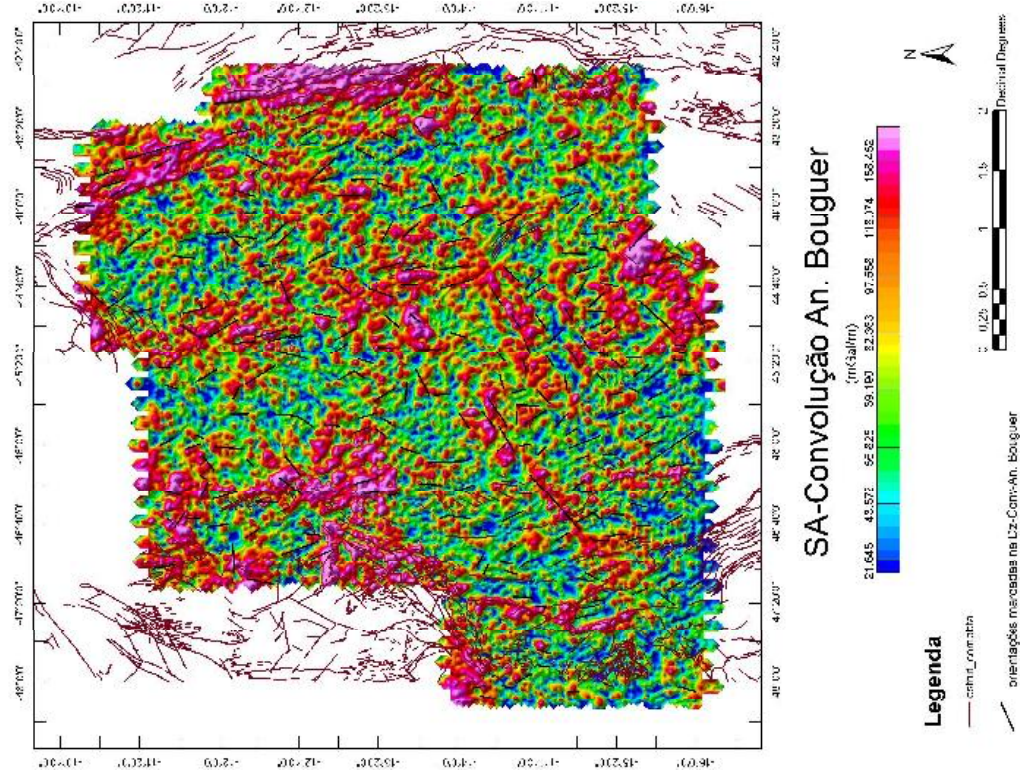


Figura 5.28: Sinal analítico convolutional gravimétrico e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz convolutional da anomalia Bouguer.

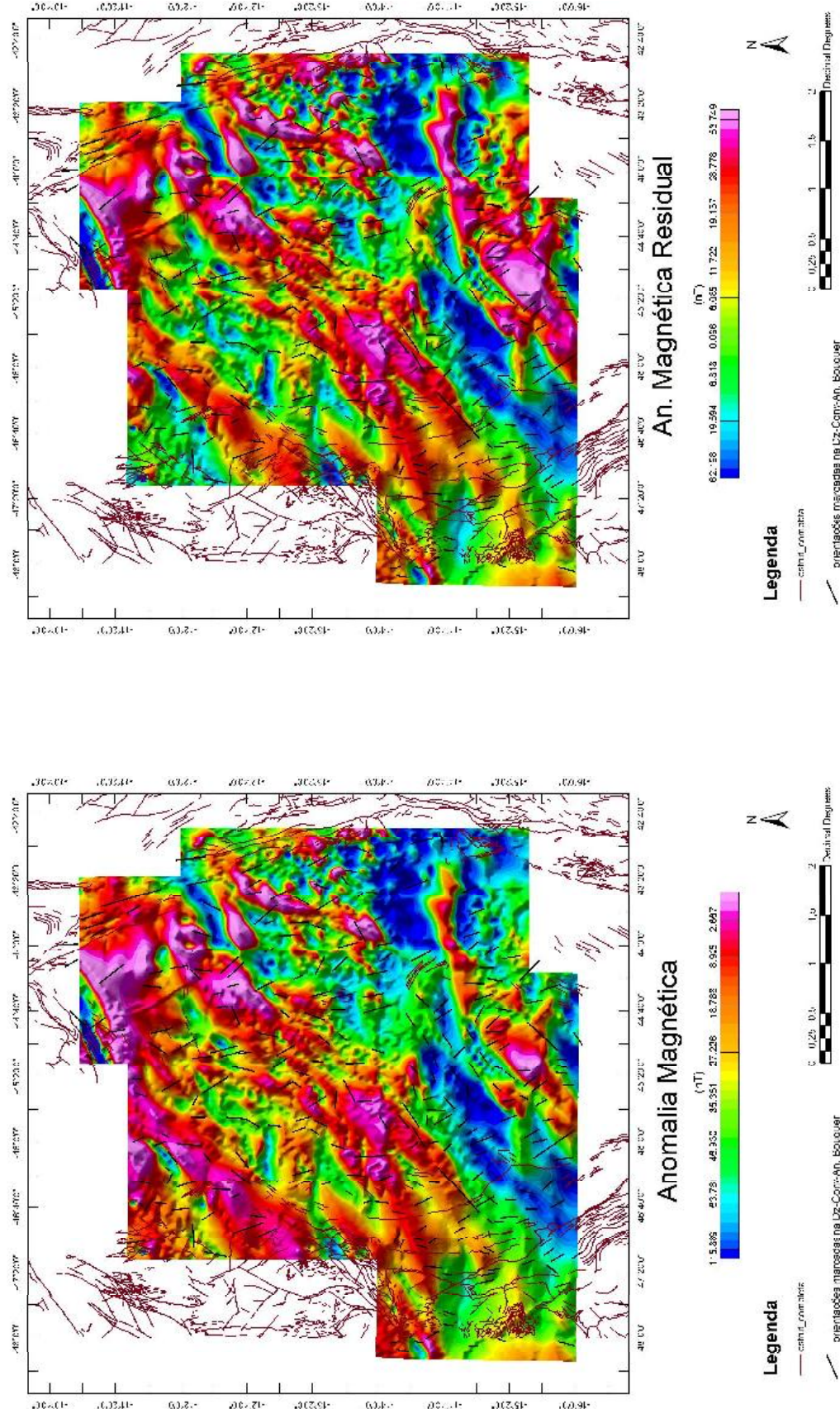


Figura 5.29: Anomalia magnética regional com estruturas interpretadas no mapa. Dz-conv da anomalia Bouguer; as orientações das estruturas seguem as direções dos lineamentos magnéticos; observa-se dipolos magnéticos regionais contrados em valores altos (em rosa) e baixos (em azul).

Figura 5.30: Anomalia magnética residual (respostas localizadas) com estruturas interpretadas no mapa. Dz-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa. Dz-conv da anomalia Bouguer; derivada vertical N-S destacando assinaturas com direção horizontal E-W; observar que algumas das orientações interpretadas aproximam-se das assinaturas magnéticas.

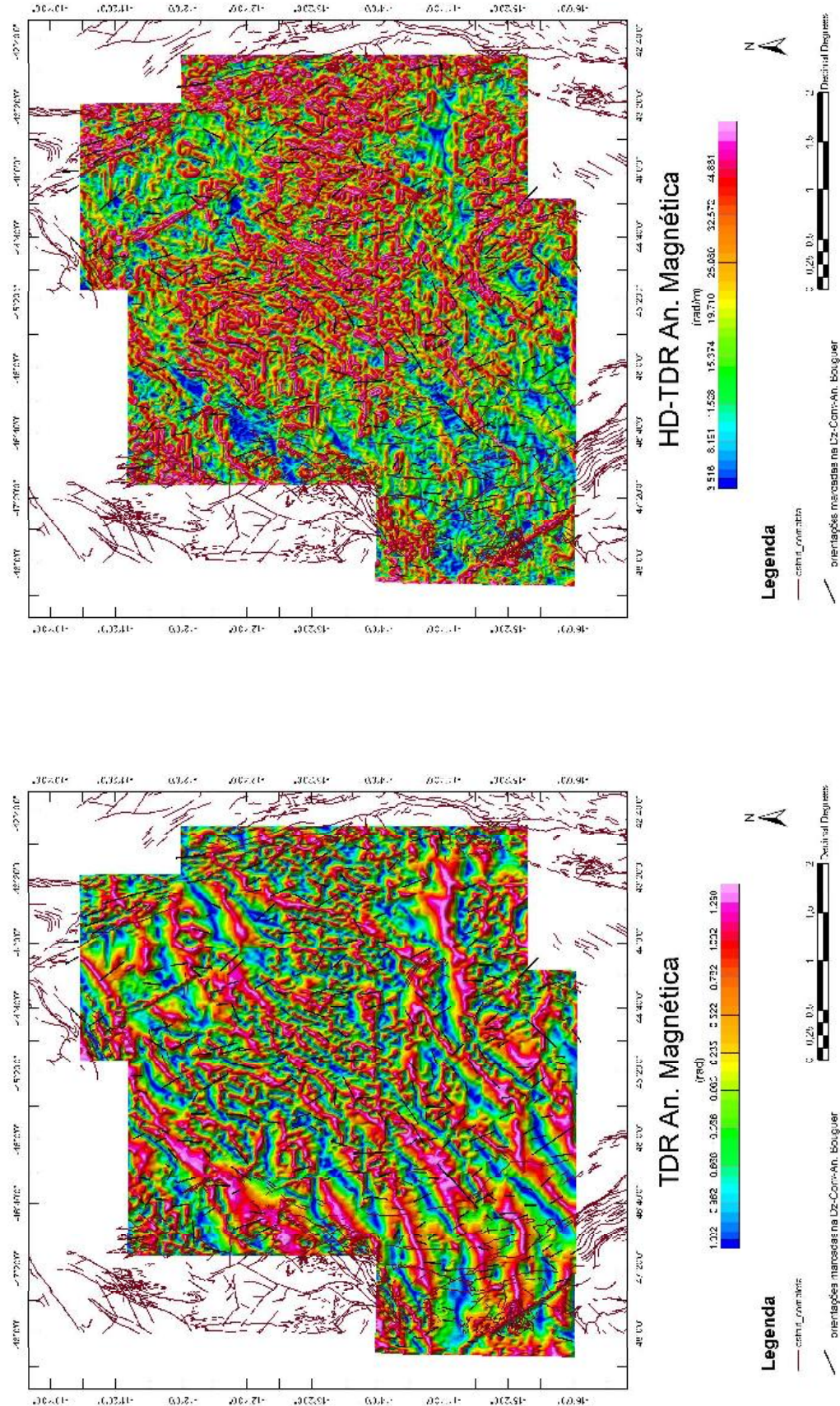


Figura 5.31: Derivada TDR-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da anomalia Bouguer; assinaturas da derivada TDR mostrando as orientações as estruturas localizadas nos domínios magnéticos.

Figura 5.32: Derivada TDR-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da anomalia Bouguer; derivada IHD-TDR mostrando como varia a derivada TDR nas direções 0xy; valores de amplitude magnética constante tornam-se monotônico azul.

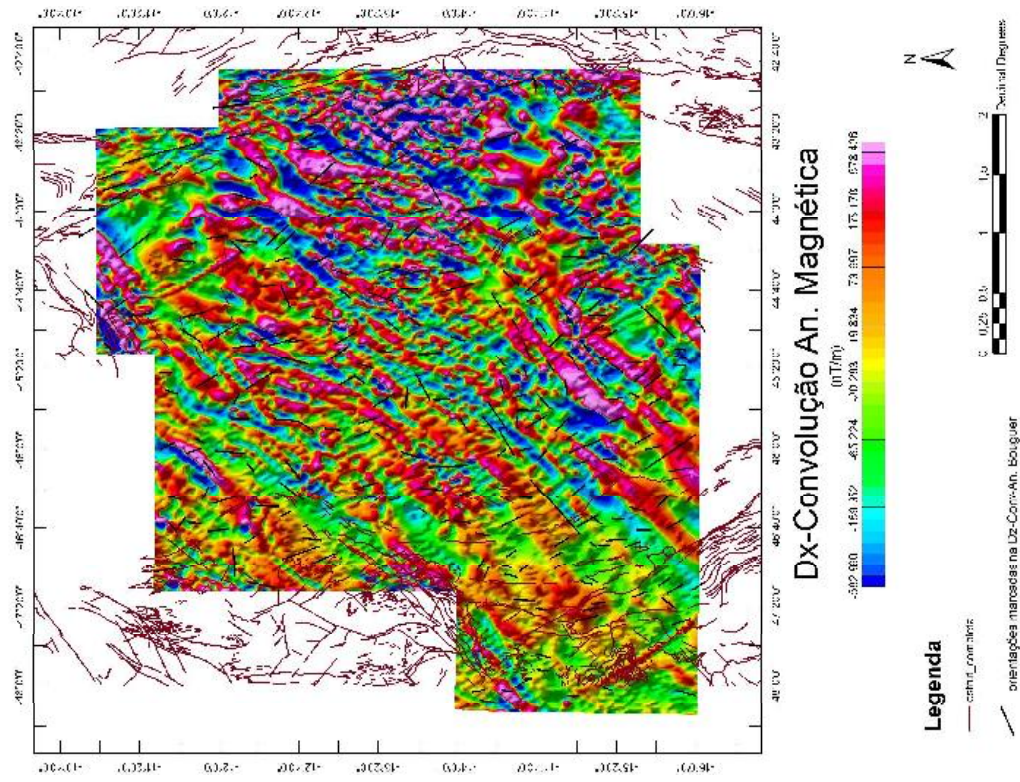


Figura 5.33: Derivada Dz-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da anomalia Bouguer; derivada horizontal E-W destacando assinaturas com direção vertical N-S; observar que as orientações interpretadas aproximam-se das assinaturas magnéticas

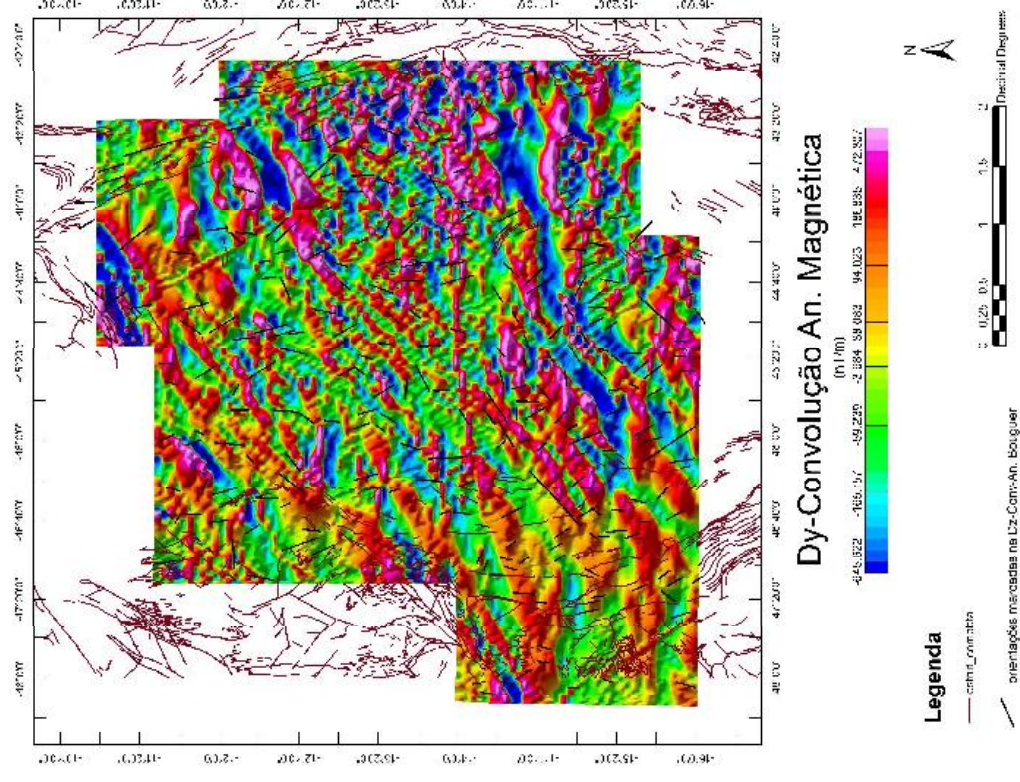


Figura 5.34: Derivada Dy-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da anomalia Bouguer; derivada vertical N-S destacando assinaturas com direção horizontal E-W; observar que algumas das orientações interpretadas aproximam-se das assinaturas magnéticas.

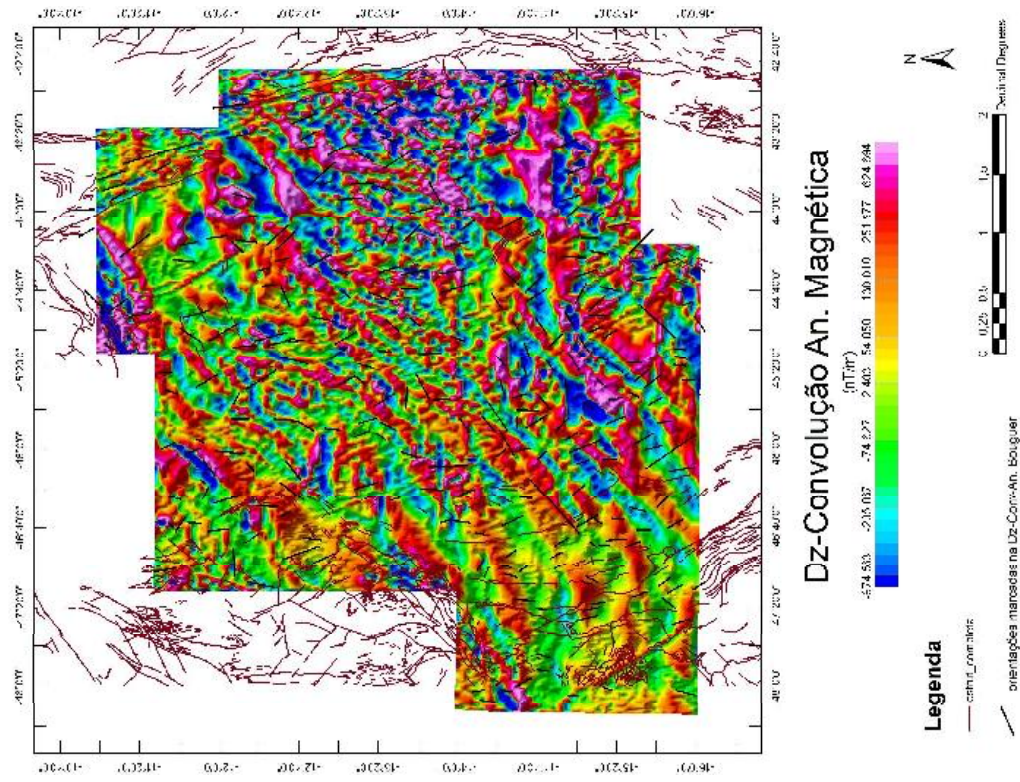


Figura 5.35: Derivada Dz-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da anomalia Bouguer; derivada vertical Dz magnética destacando as orientações mais rasas coincidentes com as estruturas interpretadas.

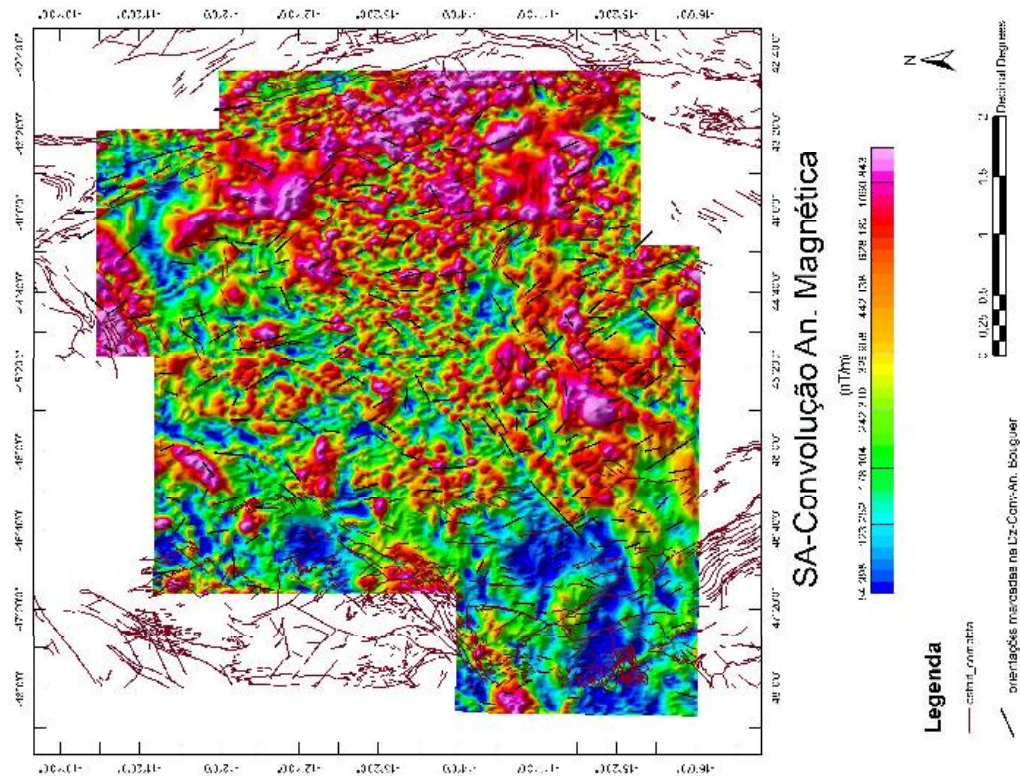


Figura 5.36: Sinal analítico SA-conv magnético e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da anomalia Bouguer; nesse destaca-se os monopolos magnéticos, inclusive sendo controlados pelas orientações interpretadas.

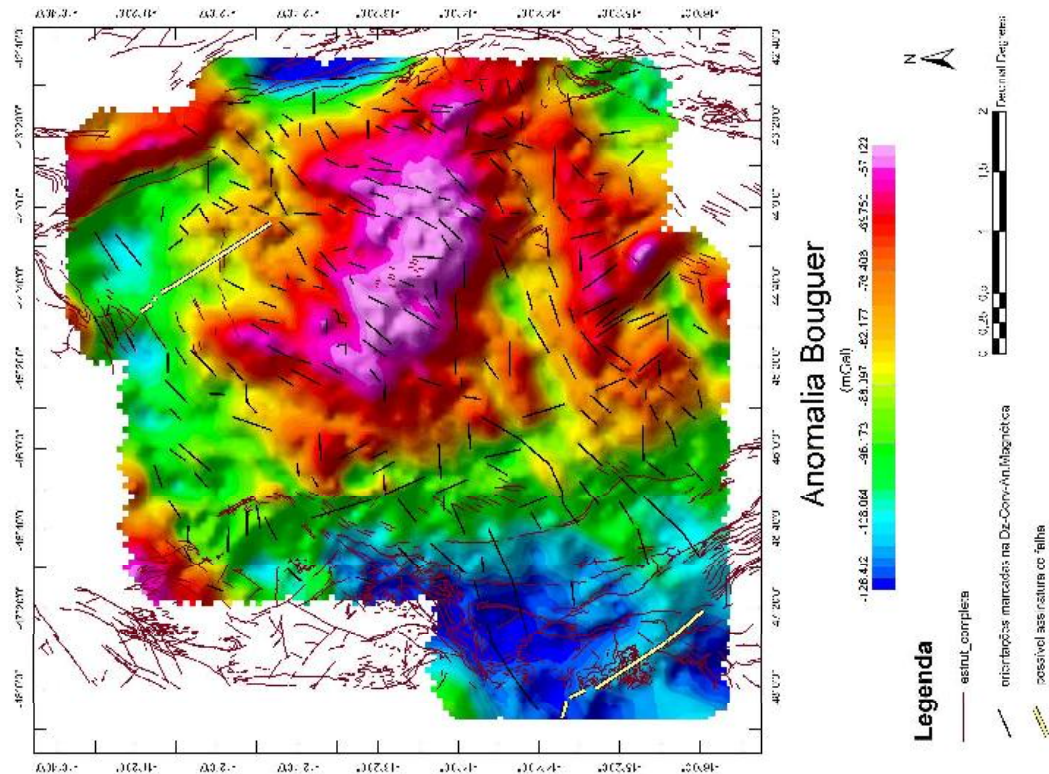


Figura 5.37: An.Bouguer e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; falhas e lineamentos magnéticos têm aproximadamente as mesmas orientações das identificadas na fig.5.21; destaque para as falhas em amarelo interpretadas no mapa Dz-conv magnético fig.5.51.

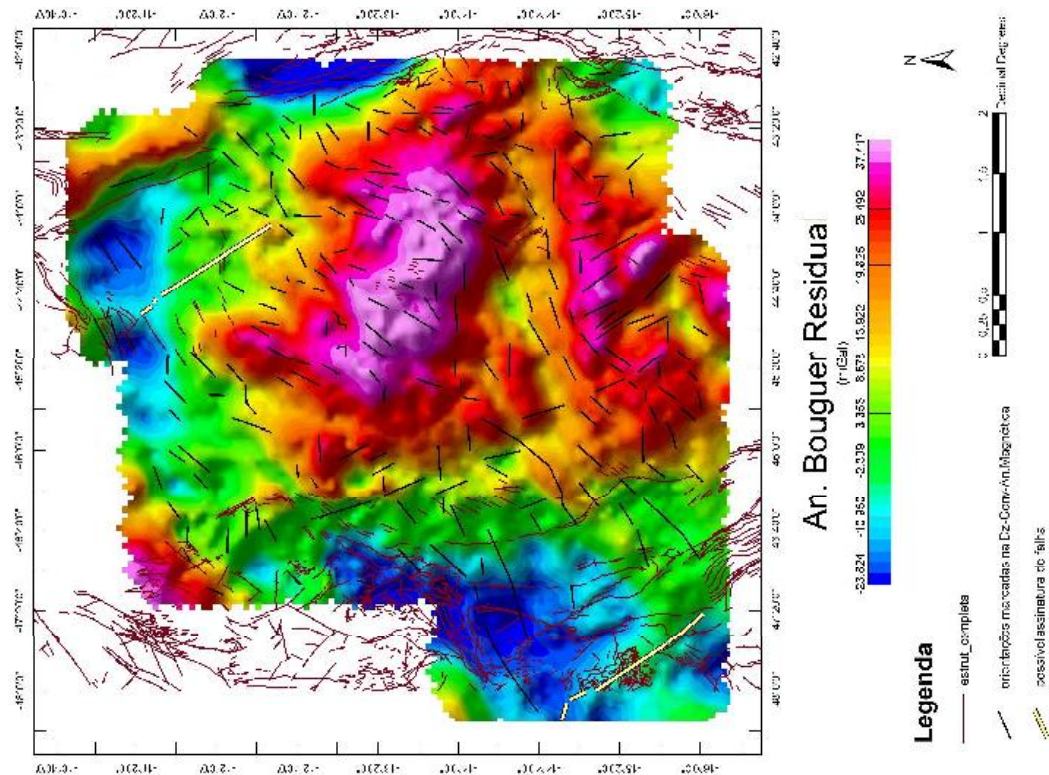


Figura 5.38: An.Bouguer residual e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; orientações de falhas e lineamentos magnéticos vista para feições gravimétricas locais.

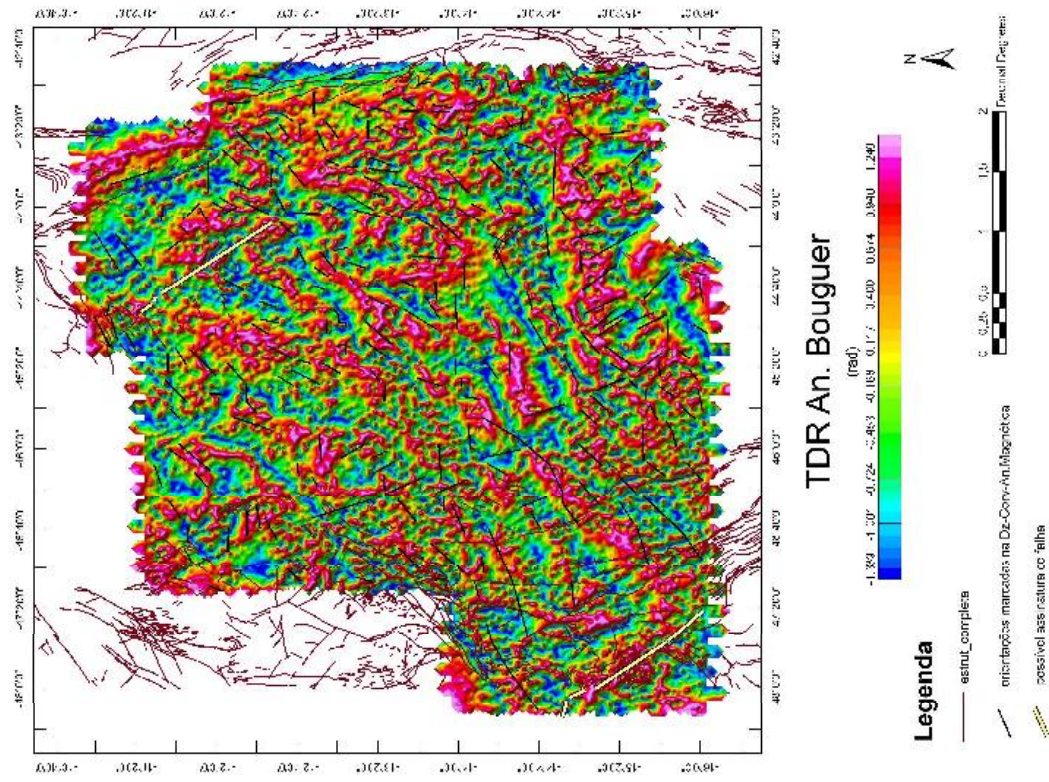


Figura 5.39: Derivada TDR-conv gravimétrica e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; estruturas e lineamentos magnéticos possuem orientações similares à direção das distribuições das respostas gravimétricas sendo controladas pelas mesmas.

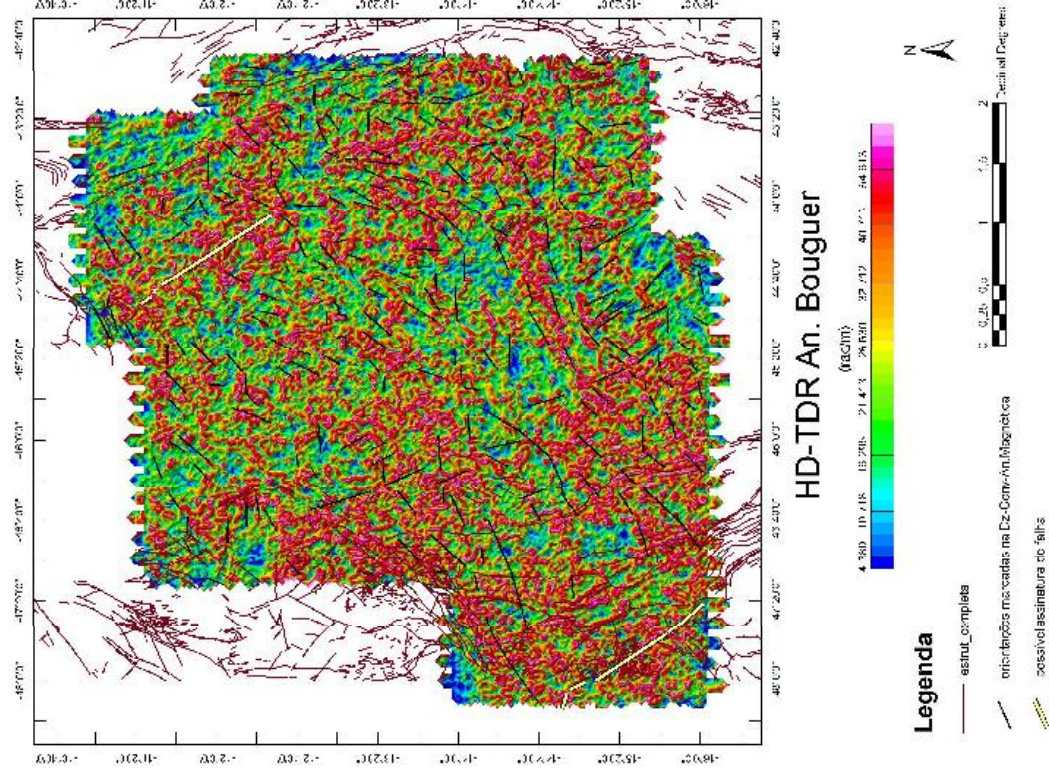


Figura 5.40: Derivada IID-TDR-conv gravimétrica e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; assinalando como ocorre a variação da derivada TDR (ao lado) nas direções 0xy.

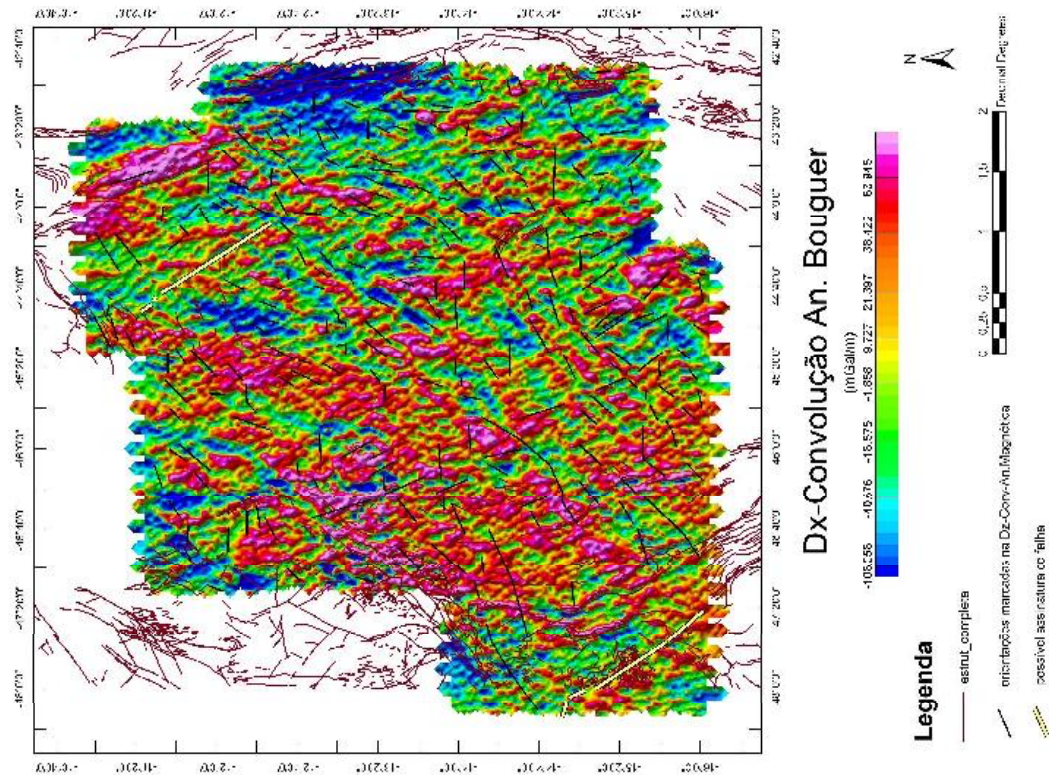


Figura 5.41: Derivada Dx-conv gravimétrica e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; estruturas e lineamentos magnéticos de direção N-S tem orientação similar à algumas assinaturas gravimétricas, destaque para direções NE-SW.

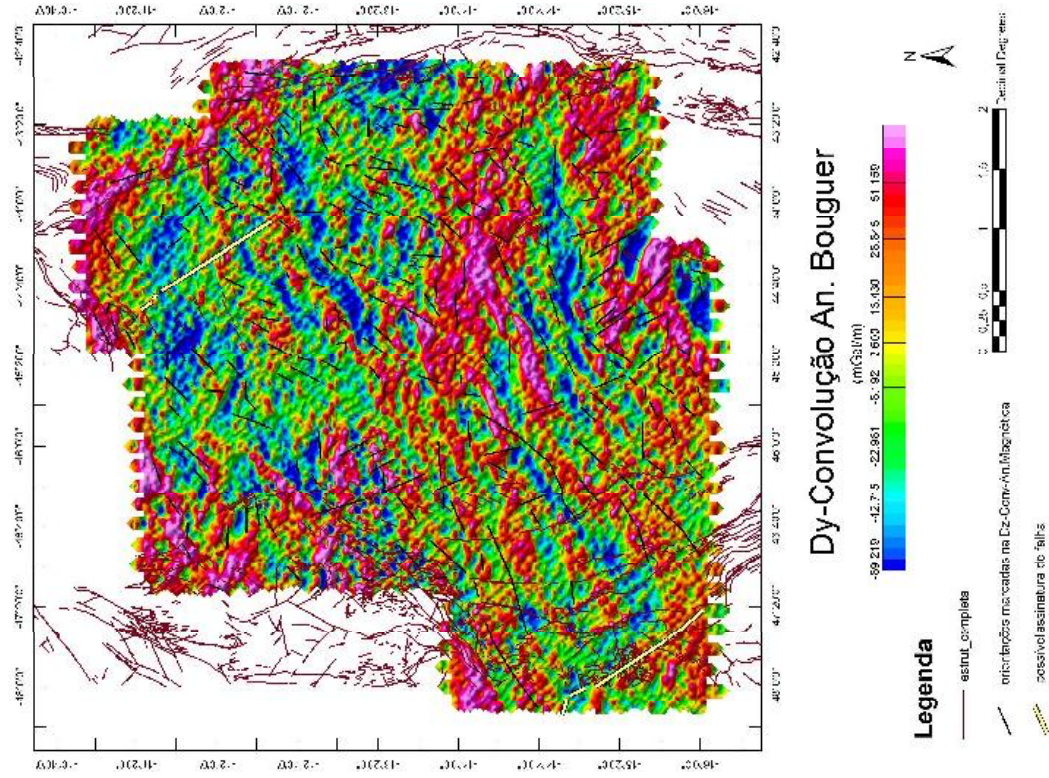


Figura 5.42: Derivada Dy-conv gravimétrica e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; estruturas e lineamentos magnéticos de direção E-W tem orientação similar à algumas assinaturas gravimétricas.

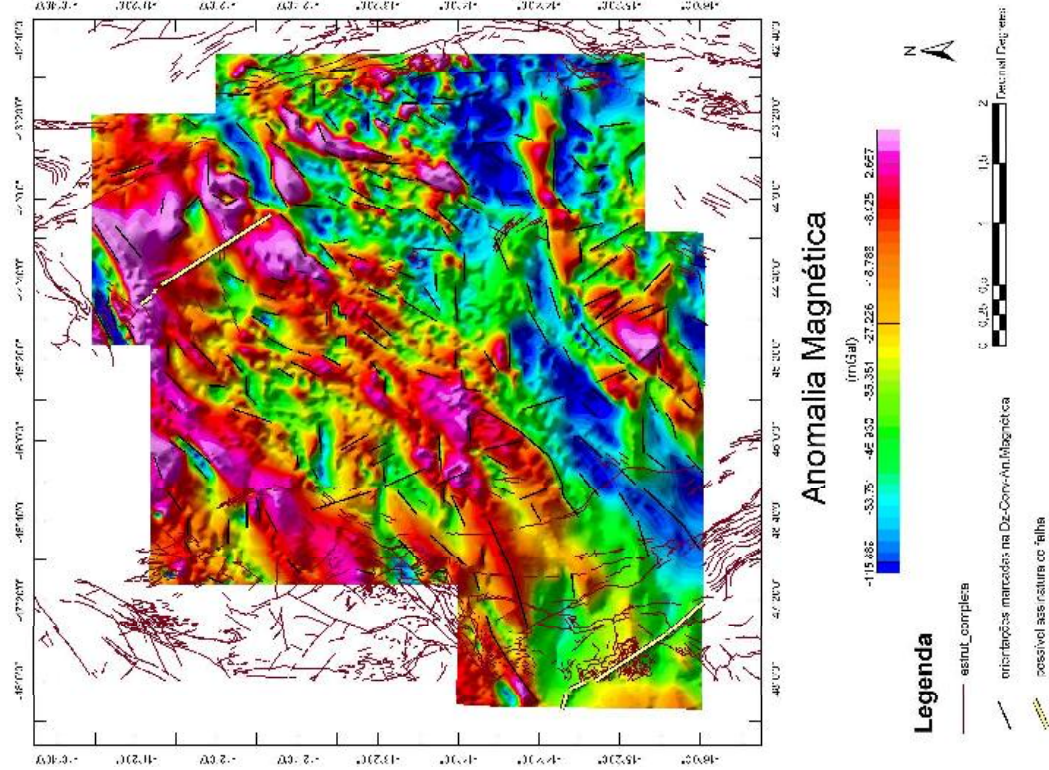


Figura 5.45: An.magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; orientações das estruturas e lineamentos magnéticos coincidentes com os dipolos magnéticos regionais centrado em valores altos (em rosa) e baixos (em azul).

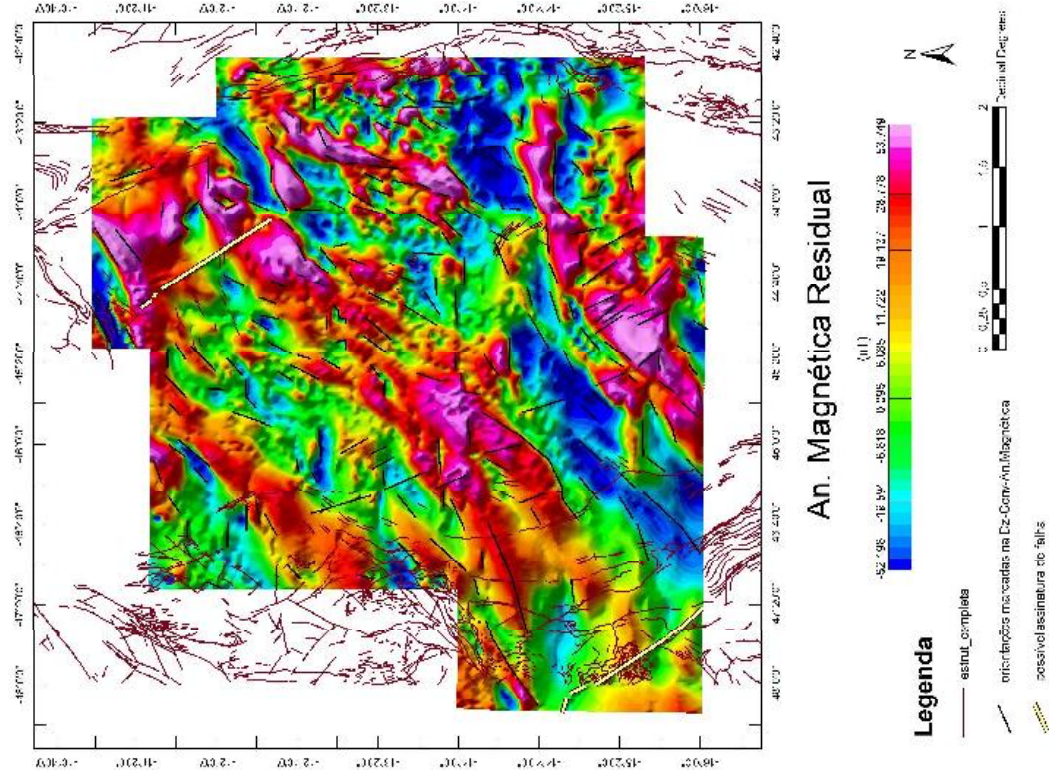


Figura 5.46: An.magnética residual e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; estruturas e lineamentos coincidem com os dipolos magnéticos residuais (localizados); domínios magnéticos estão sendo controlados pelas orientações interpretadas no mapa Dz-conv da an.magnética (fig.5.51).

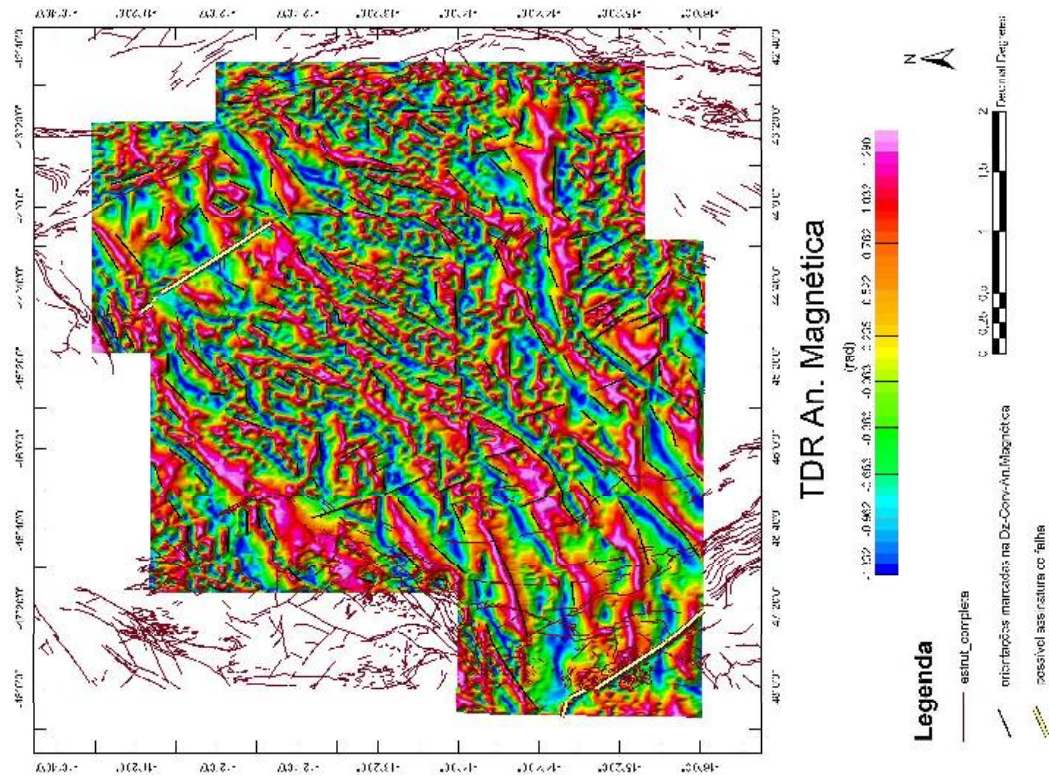


Figura 5.47: Derivada TDR-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; estruturas e lineamentos magnéticos coincidem com as orientações interpretadas no mapa Dz-conv da an.magnética; as falhas em amarelo estão bastante assinaladas.

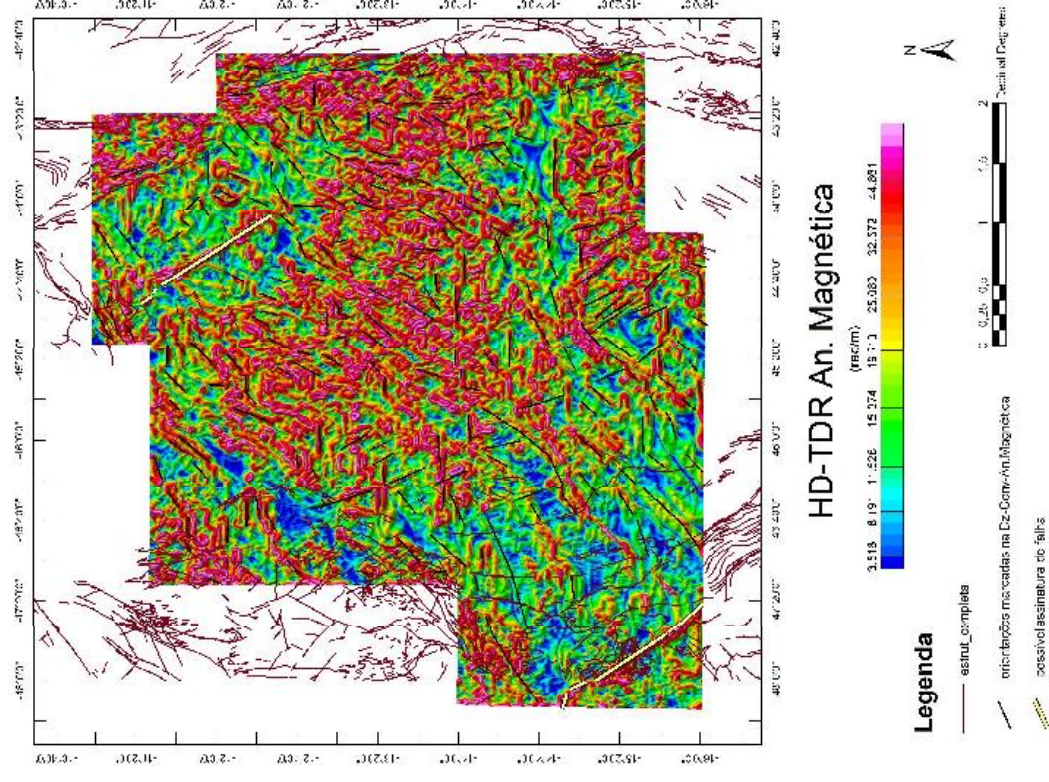


Figura 5.48: Derivada IID-TDR-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; as variações ao longo das direções 0xy da derivada TDR (ao lado), ficam acentuadas; cuidadosamente é possível observar o Alto de Januária.

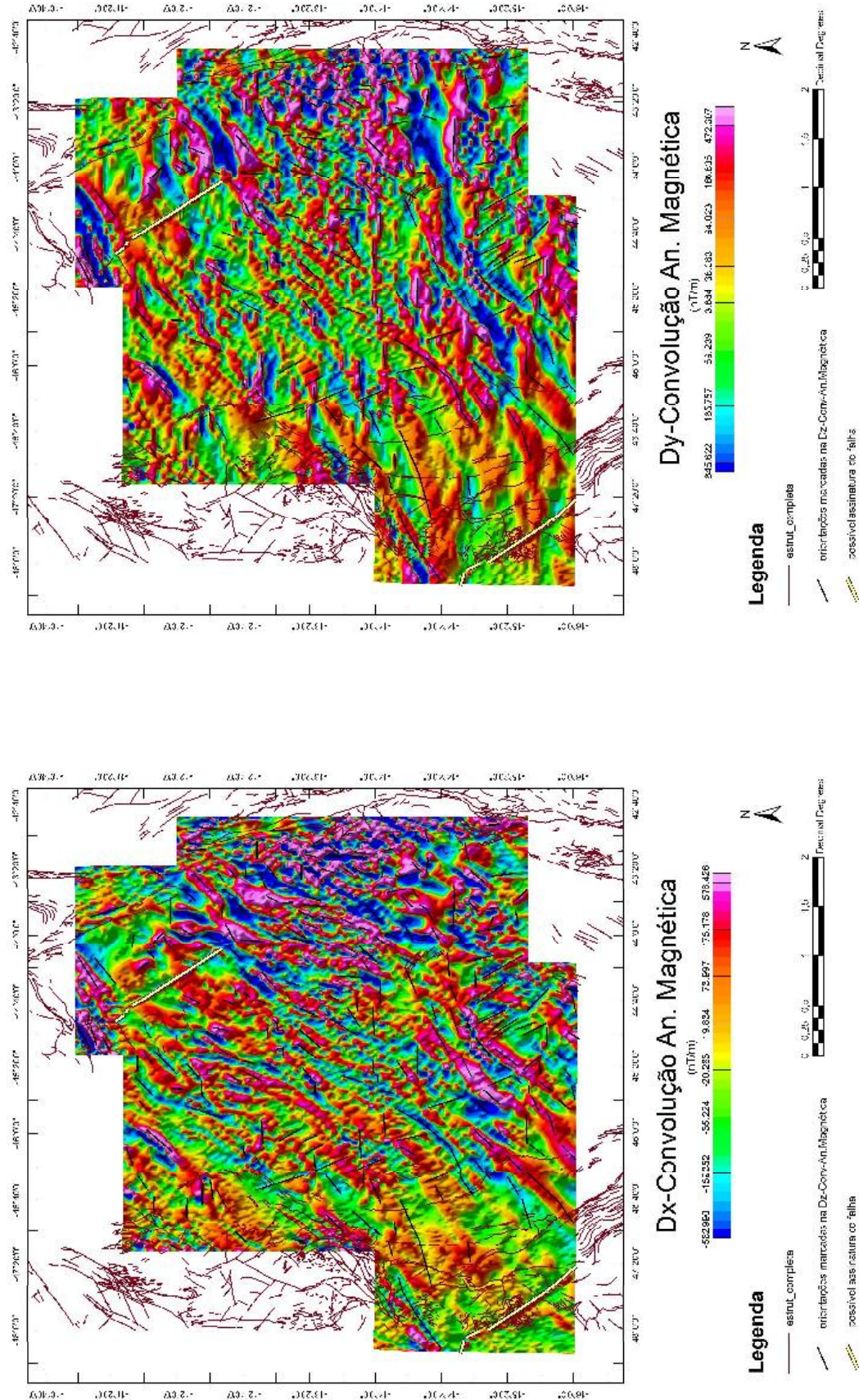
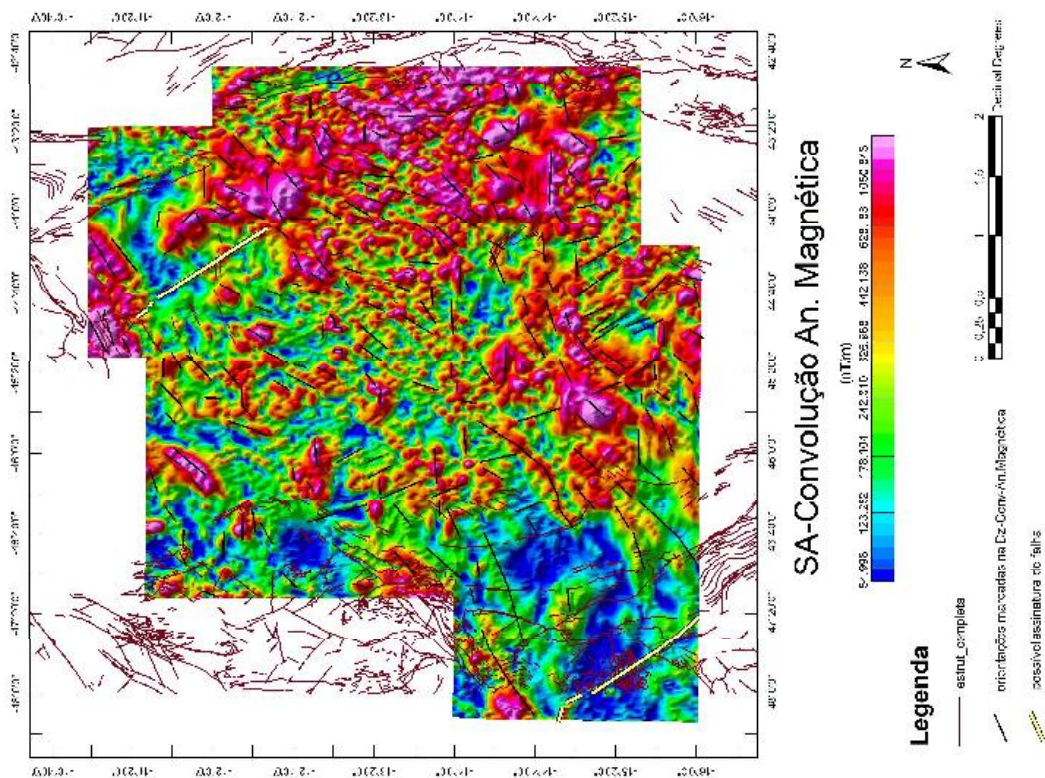
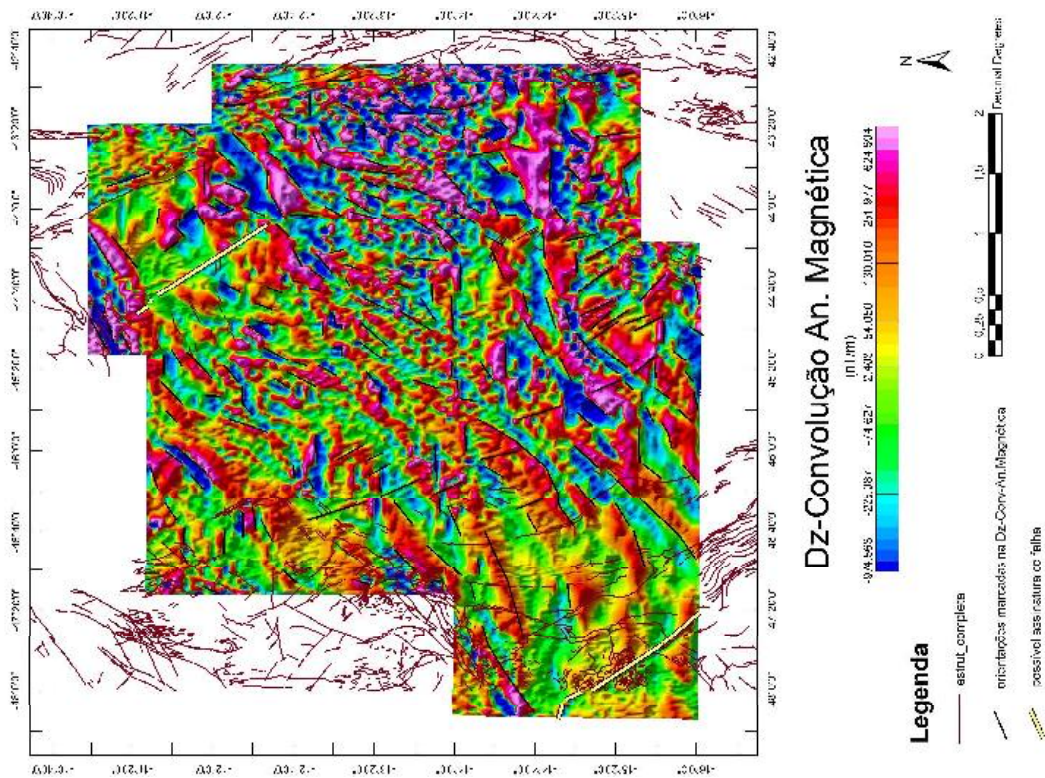


Figura 5.49: Derivada Dx-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; variações na direção E-W ficam destacadas; notar como algumas das orientações interpretadas no mapa Dz-conv da an.magnética coincidem com as assinaturas da Dx-conv magnética.

Figura 5.50: Derivada Dy-conv magnética e estruturas interpretadas no mapa de derivada Dz-conv da an.magnética; variações na direção N-S ficam destacadas; notar como algumas das orientações interpretadas no mapa Dz-conv da an.magnética coincidem com as assinaturas da Dy-conv da an.magnética.



Topografia norte da bacia

A anomalia ar-livre definida pela equação item 3.3.6, contém informações topográficas e distribuições de relevo. Isso porque, como já discutido, quando não é realizada a correção de terreno nos dados medidos, as respostas das massas rochosas presentes entre as estações de medidas e o datum de referência ficam preservadas o que pode fornecer informações sobre o relevo. Com o intuito de verificar tal informação, relacionou-se os mapas de anomalia ar-livre com os dados dos modelos de elevação utilizados para a correção, obtidos pelo projeto SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission), da NASA (North American Spacial Agency). As folhas correspondem aos estados da federação apresentadas na figura 5.53, onde foram baixadas no site da EMBRAPA, que organizou dos dados SRTM para rápido acesso.

Analisando o mapa de anomalia ar-livre, figura 5.54, têm-se um alto topográfico a oeste com valores de $9,87 \text{ mGal}$. Este limita geograficamente os estados da Bahia e Goiás. Nota-se também que o relevo é controlado pelas falhas, delineando zonas preferenciais de drenagem. Na figura 5.55 correspondente à integração do mapa de anomalia ar-livre e folhas SRTM (com transparência de 50%), demonstra que essa anomalia fornece de forma satisfatória as respostas do relevo. Nas figuras 5.56 e 5.57 é observado o modelo digital de elevação da da área (sem tratamentos interpolativos, apenas com tratamentos fundamentais de imagens) e a respectiva junção entre este e o mapa estrutural. Novamente com mais detalhes são observados os controles das falhas na distribuição do relevo, inclusive sendo demarcados a malha das redes de drenagem.

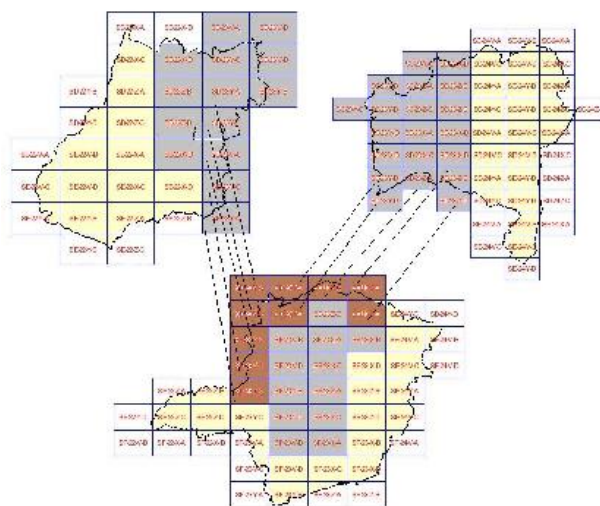


Figura 5.53: Folhas correspondentes aos levantamentos SRTM, modificado e disponível no site da EMBRAPA-Brasil organizados por estados da União

5.2.3 Estimativas de profundidades

Espectros Radiais de Potência

Para estimar as profundidades dos corpos foi utilizado o Espectro Radial de Potência, onde se determina, através do *grid* da anomalia gravimétrica e magnética no domínio da frequência, a relação entre as amplitudes logarítmicas da anomalia do campo potencial com seus respectivos comprimentos de onda. Como o comprimento de onda está associado às profundidades dos corpos, as baixas frequências espaciais estão associadas às fontes mais profundas e altas frequências espaciais às fontes intermediárias a rasas. Para observar os intervalos de profundidades é necessário obter os gradientes da curva logarítmica em relação ao número de onda associada, tendo-se assim uma *estimativa* das profundidades dos corpos. Lembrando que a diferença entre as linhas de produção é de 6000 m , o tamanho da célula é de $tc = 1500\text{ m}$, logo a frequência de Nyquist então é de $f_N = 0,3\text{ km}^{-1}$. Ou seja, interpretações de profundidades somente são válidas para valores abaixo dessa frequência.

No espectro da figura 5.58 da anomalia Bouguer completa, fontes profundas apresentam valores entre 25 km à pouco menos de 60 km . Fontes intermediárias apresentam profundidades entre 8 à 25 km e rasas podendo chegar à 8 km . Essa anomalia por ter caráter regional possui informações de corpos extensos e em maiores profundidades.

No espectro da figura 5.59 da anomalia Bouguer residual, comparando com a figura 5.58, é possível observar que a faixa de frequência correspondentes às fontes rasas estão mais próximas à superfície caracterizando os aspectos mais rasos da região de estudo, podendo ser observado no eixos das profundidades. Observe também que a frequência de Nyquist é muito maior que o range de frequência nesse espectro, garantindo que as fontes rasas ruidosas não estão presentes no mesmo (lembrando que o mapa residual foi obtido a partir da anomalia Bouguer, sem alterar obviamente o tamanho da célula). Rochas profundas estão entre os valores de 25 à 55 km . Corpos intermediários com profundidades entre 8 à 20 km e os mais rasos chegando à 5 km . No entanto, pode ser observado que as respostas predominantes estão no máximo até 10 km , com um pico de profundidade à 20 km .

Para a anomalia magnética as profundidades apresentaram-se mais rasas em relação aos valores gravimétricos. Indicando que suas fontes são relativamente mais rasas. Os mais profundos estão entre 10 à 25 km , os intermediários entre 1 km à 10 km e os mais rasos podendo chegar à no máximo 4 km .

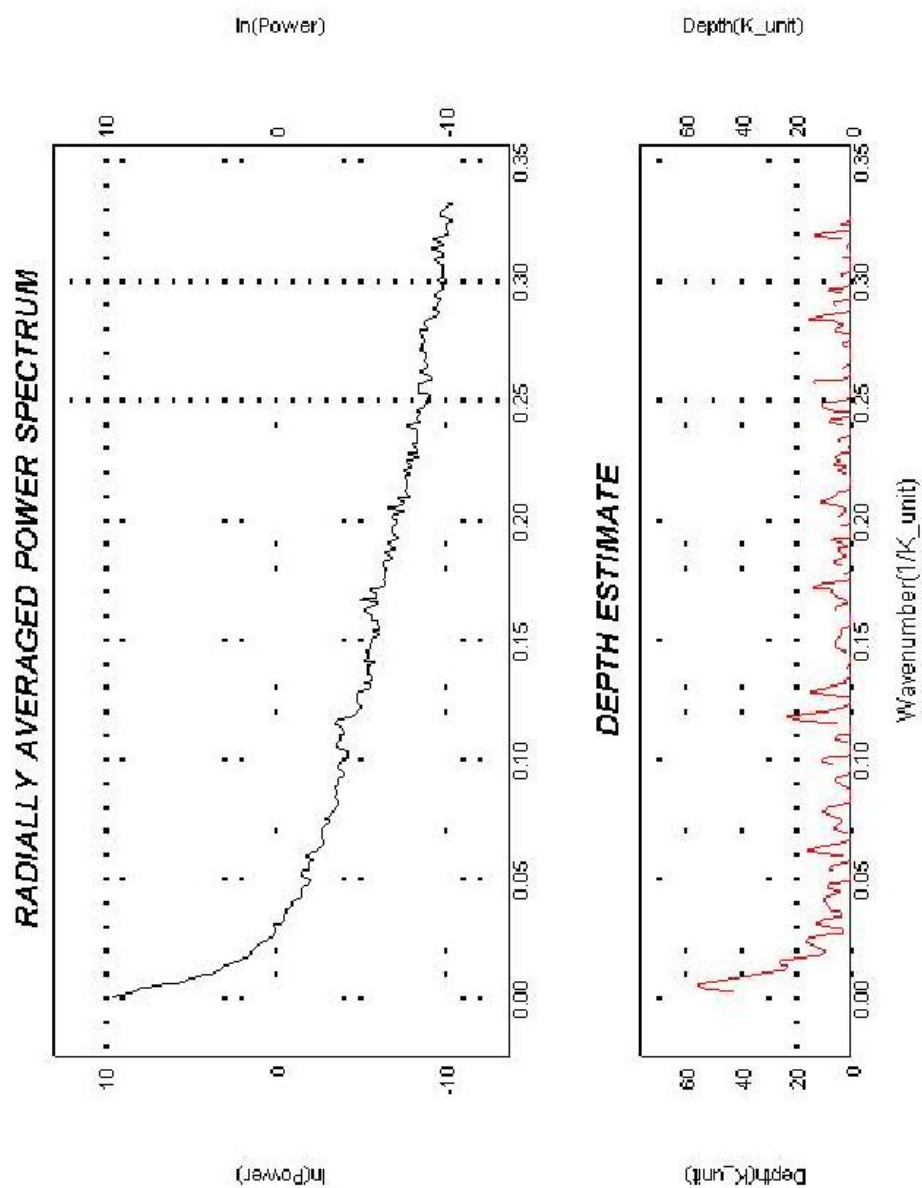


Figura 5.58: Espectro radial de potência da anomalia Bouguer: observe que $\text{depth}(k_{\text{unit}})=\text{profundidade}(km)$; e a frequência de Nyquist de $0,3 \text{ km}^{-1}$.

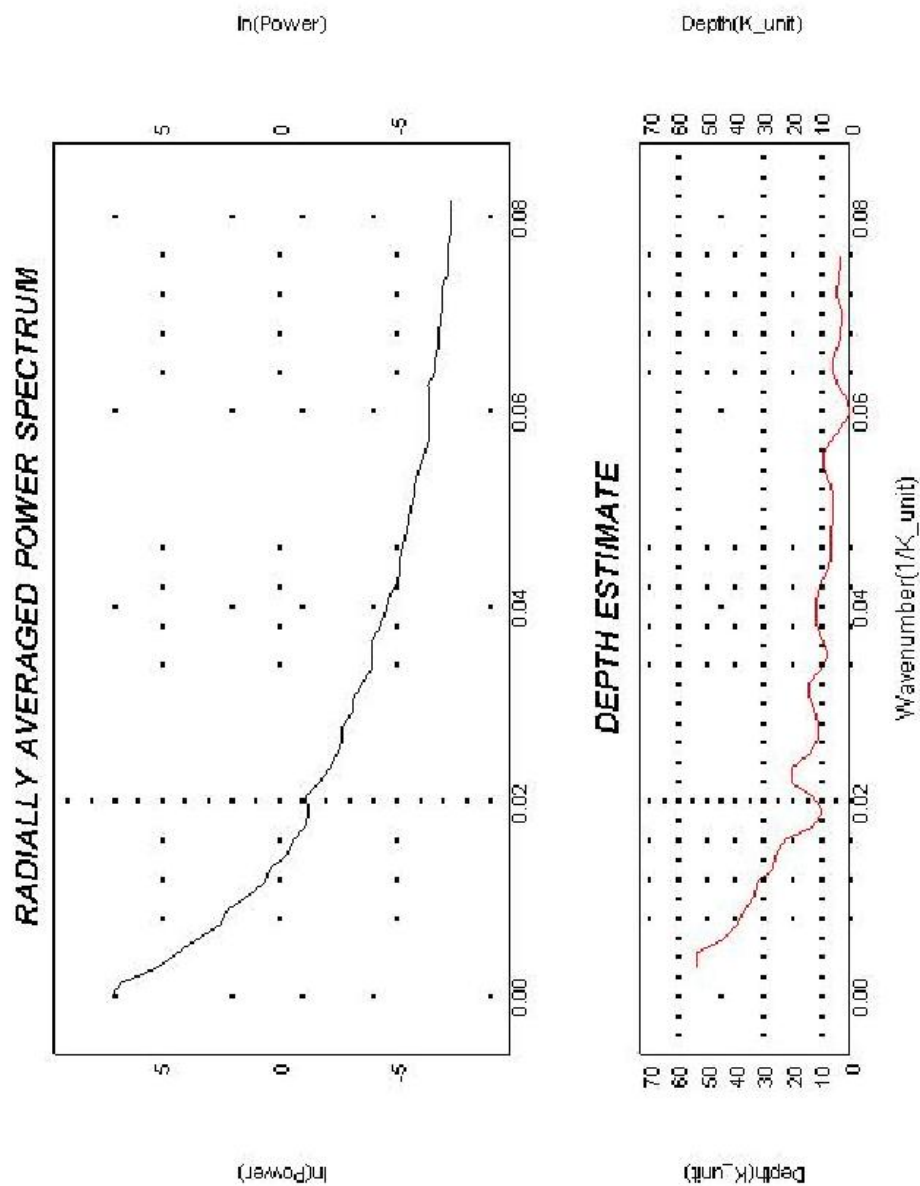


Figura 5.59: Espectro radial de potência da anomalia Bouguer residual: depth(k.unit)=profundidade(km); observe também as profundidades mais rasas das fontes e a frequência de Nyquist, muito maior que a faixa de frequência em análise.

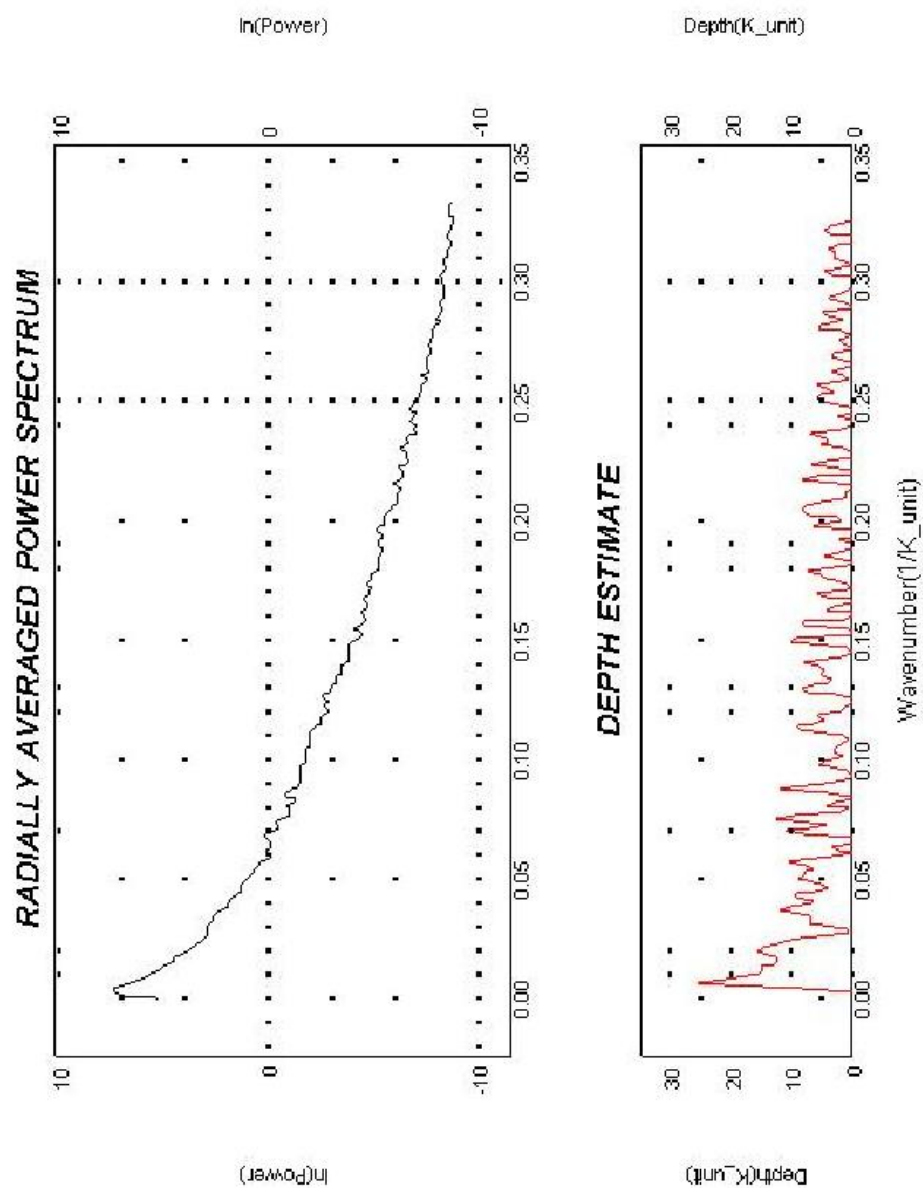


Figura 5.60: Espectro radial de potência da anomalia magnética total: $\text{depth}(k_{unit}) = \text{profundidade}(km)$; e a frequência de Nyquist de 0.3 km^{-1} .

Deconvolução de Euler 3D Localizada

O objetivo foi verificar através dos índices de homogeneidade de Euler (n), ou índices estruturais, se as respostas magnéticas assumiam algum modelo geológico em particular através dos picos do sinal analítico. Valores 0,5 ou 1,0, estão associados a falhas e contatos entre corpos, como discutido no capítulo 2, e normalmente são utilizados em mapeamentos regionais. Nesse sentido o índice adotado para verificar esses modelos é $n = 0,5$. Foi utilizado para determinar o sinal analítico as derivadas (D_x, D_y) convolucional do campo pois as derivadas FFT destas produzem efeitos ruidosos nas bordas. A derivada vertical D_z foi obtido no domínio das frequências através da FFT.

Os picos de amplitude do sinal analítico da anomalia magnética estão marcados na figura 5.61. Após análises dos mapas da fig.5.63 à fig.5.70 têm-se a fig.5.62, onde foram interpretadas as principais falhas e contatos entre corpos bem como as profundidades das fontes. O critério para marcar essas estruturas foi a continuidade dos círculos em diferentes mapas de deconvolução de Euler e a correspondência linear dos picos de amplitude do sinal analítico na fig.5.61. As falhas de maior extensão e continuidade foram identificadas como as falhas amarelas (as falhas NE e SW) interpretadas no mapa de derivada D_z convolucional da anomalia magnética da fig.5.51. A falha NE possui fontes magnéticas a profundidades de 1000-2000 m enquanto que a falha SW de 1000-1500 m e 3000-3200 m .

Os diferentes mapas de deconvolução de Euler foram obtidos determinando-se faixas de profundidades a partir dos raios dos círculos. Dessa forma, foram priorizados intervalos de profundidades considerando-se círculos de raios maiores, sendo que para cada mapa essas faixas prioritárias variavam. Após analisar as diferentes faixas no intervalo total de 0 à 4000 m , foram escolhidos aqueles que continham círculos com maiores densidades de pontos e com expressiva continuidade lateral. Isso por que, falhas e contatos possuem uma resposta com essa geometria. Os mapas dessa forma são dispostos desde fontes mais rasas até as mais profundas a partir da fig.5.63 à fig.5.70.

A partir dos mapas das figuras 5.63, 5.65 e 5.66, observa-se respostas com profundidades de 0 à 1000 m principalmente no Alto de Januária onde o embasamento é raso. Nos mapa da figura 5.70, densidades maiores de pontos correspondem às assinaturas com profundidades maiores que 1000 m , presentes na região mais a oeste e norte do alto do embasamento.

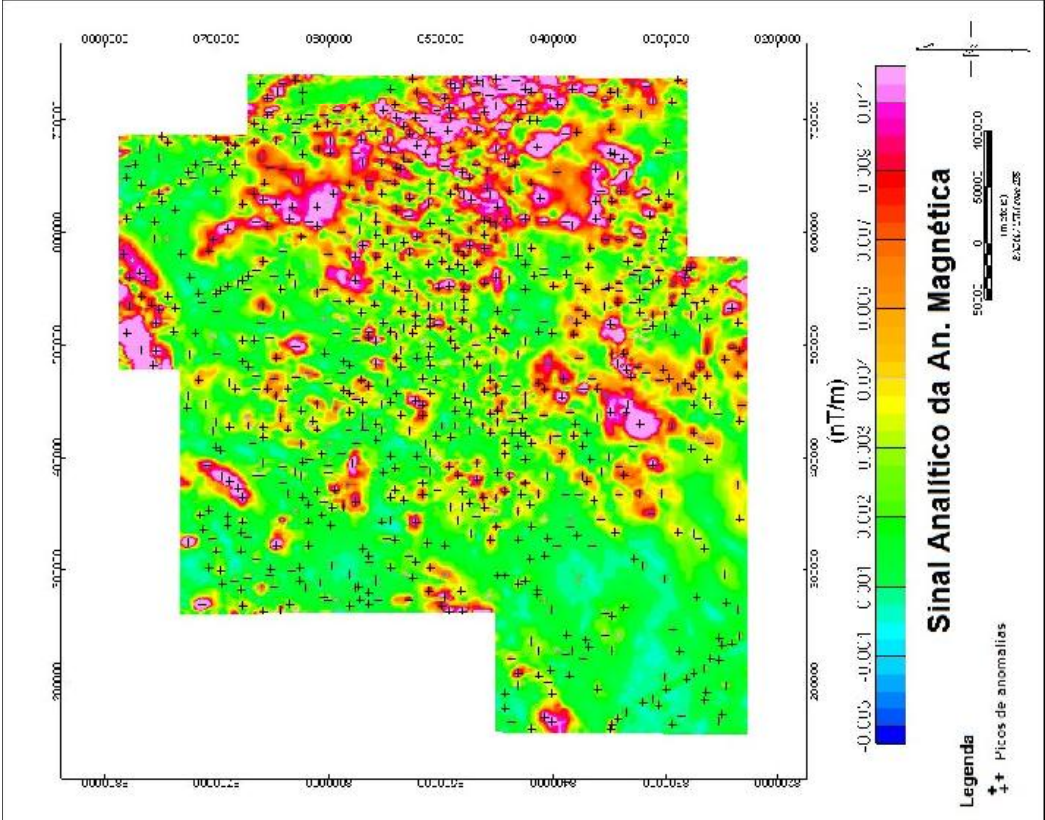


Figura 5.61: Picos de amplitude do sinal analítico da anomalia magnética.

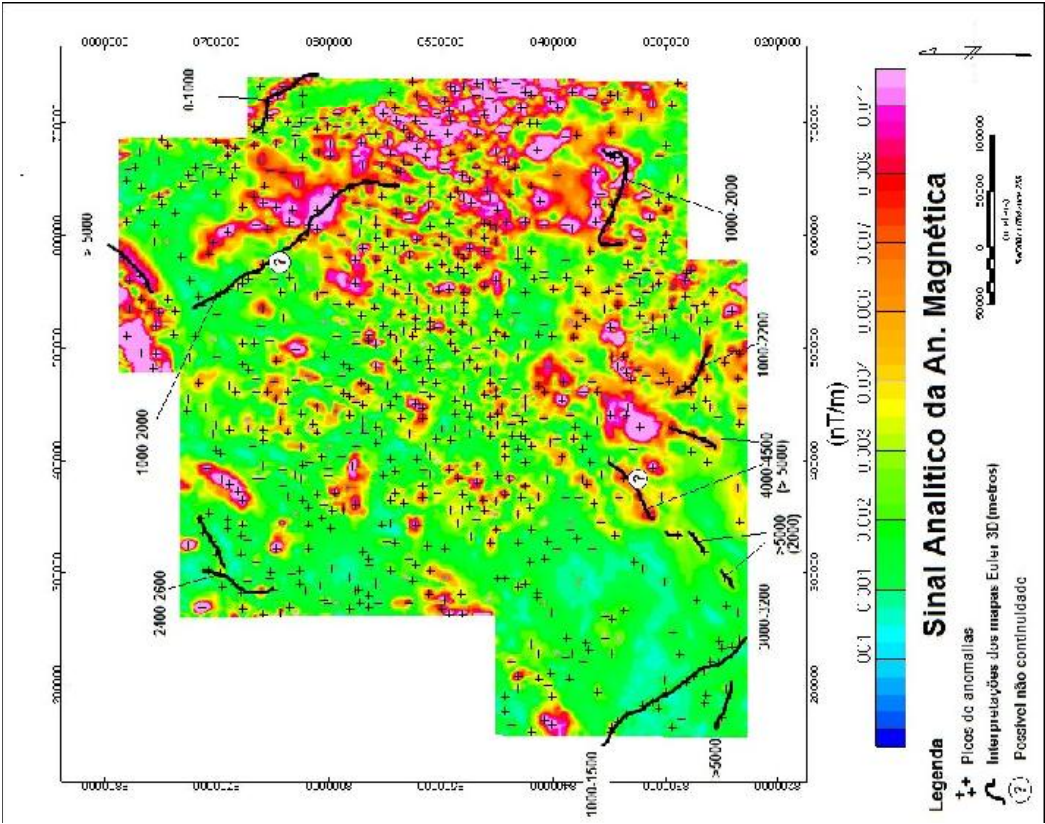


Figura 5.62: Picos de amplitude do sinal analítico da anomalia magnética e interpretações de falhas e contatos entre corpos a partir da análises dos mapas de deconvolução de Euler; observar profundidades das fontes.

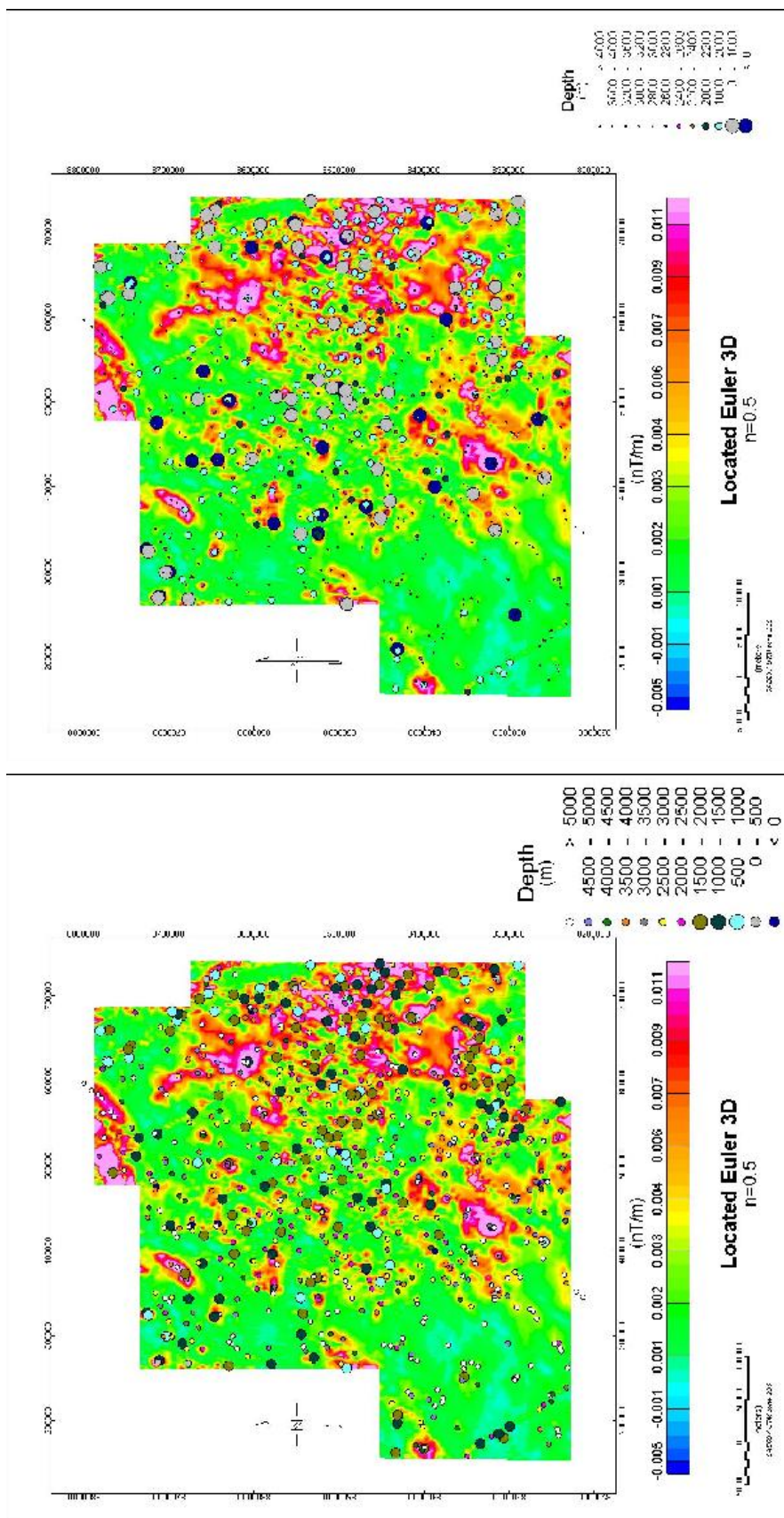


Figura 5.63: Deconvolução de Euler 3D localizada: índice estrutural $n=0,5$ que corresponde a geometrias de *filas fina* (falhas e contatos entre corpos); observar as esferas com diferentes raios e profundidades sem maiores distinções.

Figura 5.64: Deconvolução de Euler 3D localizada: índice estrutural $n=0,5$ que corresponde a geometrias de *filas fina* (falhas e contatos entre corpos); observar raios de esferas com profundidades acima de 1000 m; fontes magnéticas de profundidades rasas.

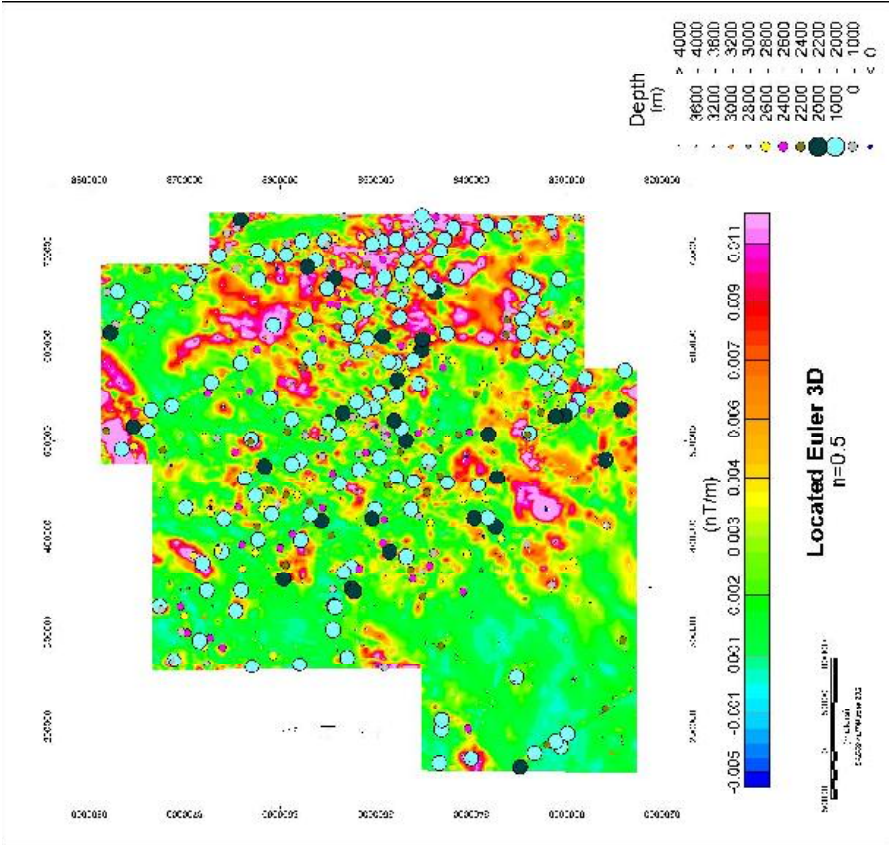


Figura 5.66: Deconvolução de Euler 3D localizada: índice estrutural $n=0,5$ que corresponde a geometrias de *fitas fina* (falhas e contatos entre corpos); observar raios de esferas com profundidades de 1000-2200 m; fontes magnéticas de profundidades rasas.

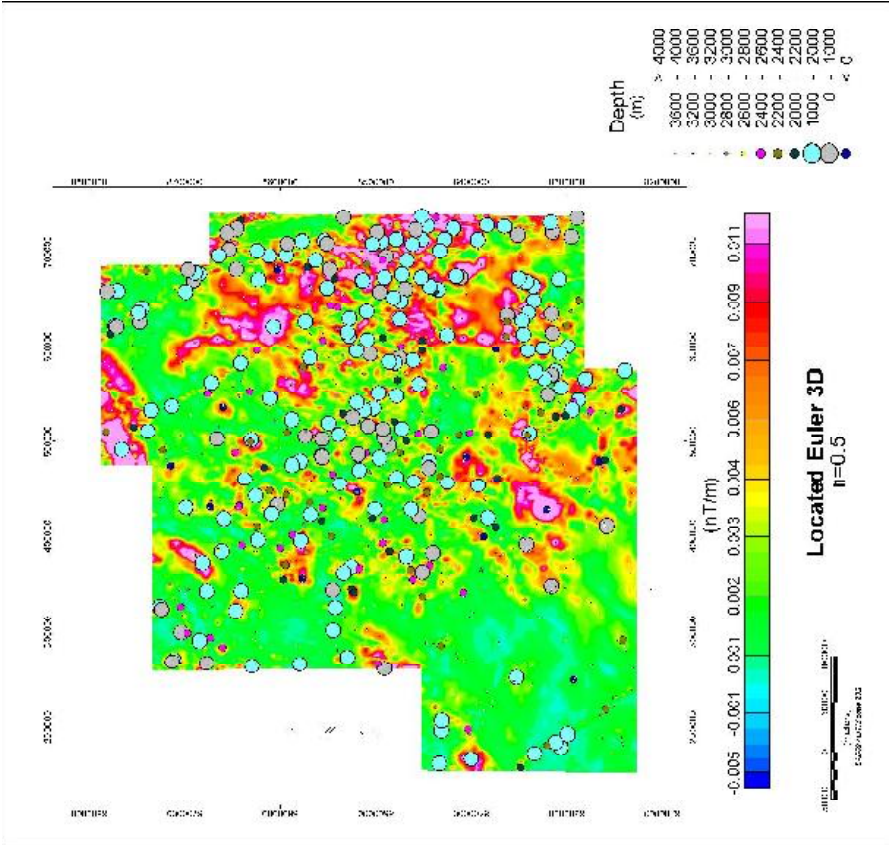


Figura 5.65: Deconvolução de Euler 3D localizada: índice estrutural $n=0,5$ que corresponde a geometrias de *fitas fina* (falhas e contatos entre corpos); observar raios de esferas com profundidades de 0-2000 m; fontes magnéticas de profundidades rasas.

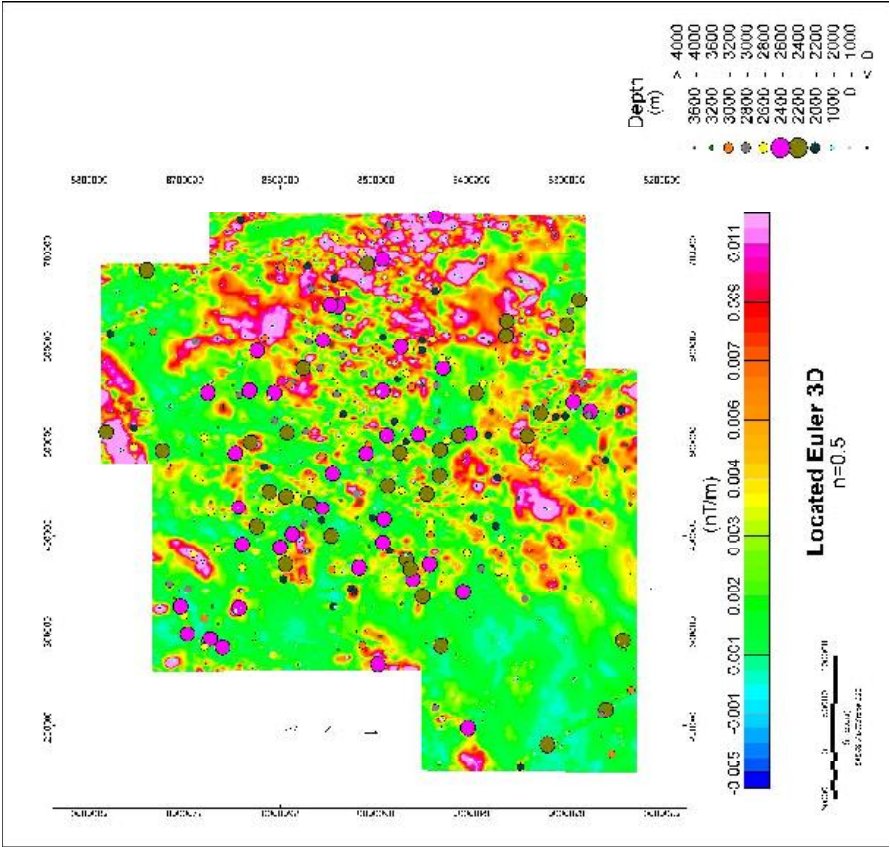


Figura 5.67: Deconvolução de Euler 3D localizada: índice estrutural $n=0,5$ que corresponde a geometrias de *fitas fina* (falhas e contatos entre corpos); observar raios de esferas com profundidades de 2000-2400 m; fontes magnéticas de profundidades rasas à inter-mediárias.

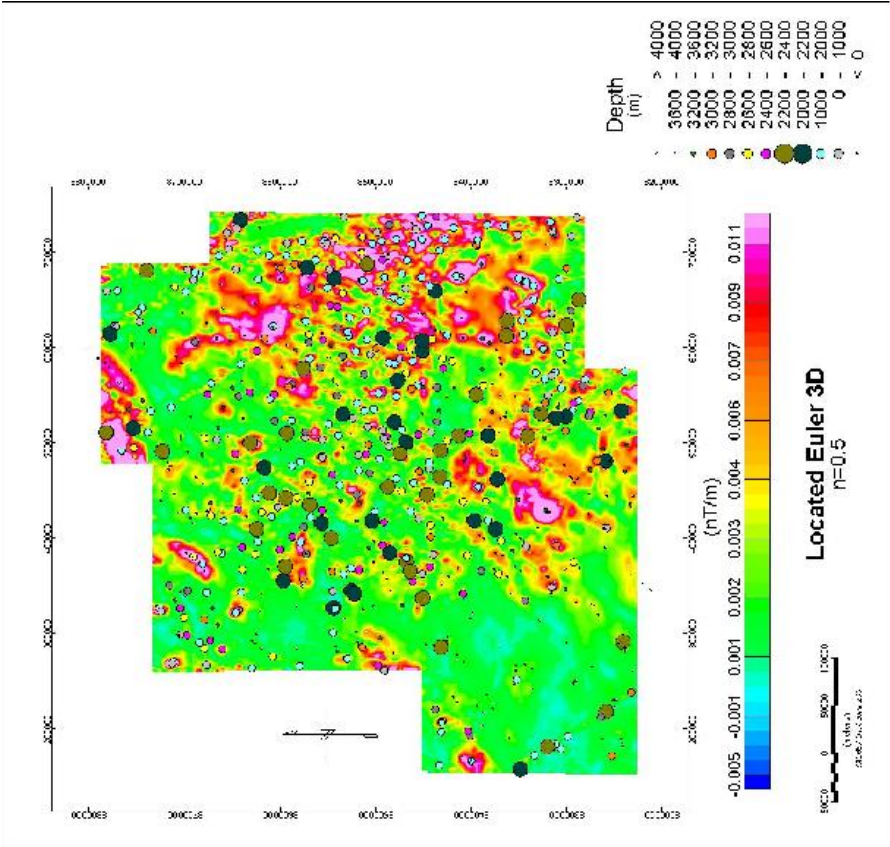


Figura 5.68: Deconvolução de Euler 3D localizada: índice estrutural $n=0,5$ que corresponde a geometrias de *fitas fina* (falhas e contatos entre corpos); observar raios de esferas com profundidades de 2200-2600 m; fontes magnéticas de profundidades rasas à inter-mediárias.

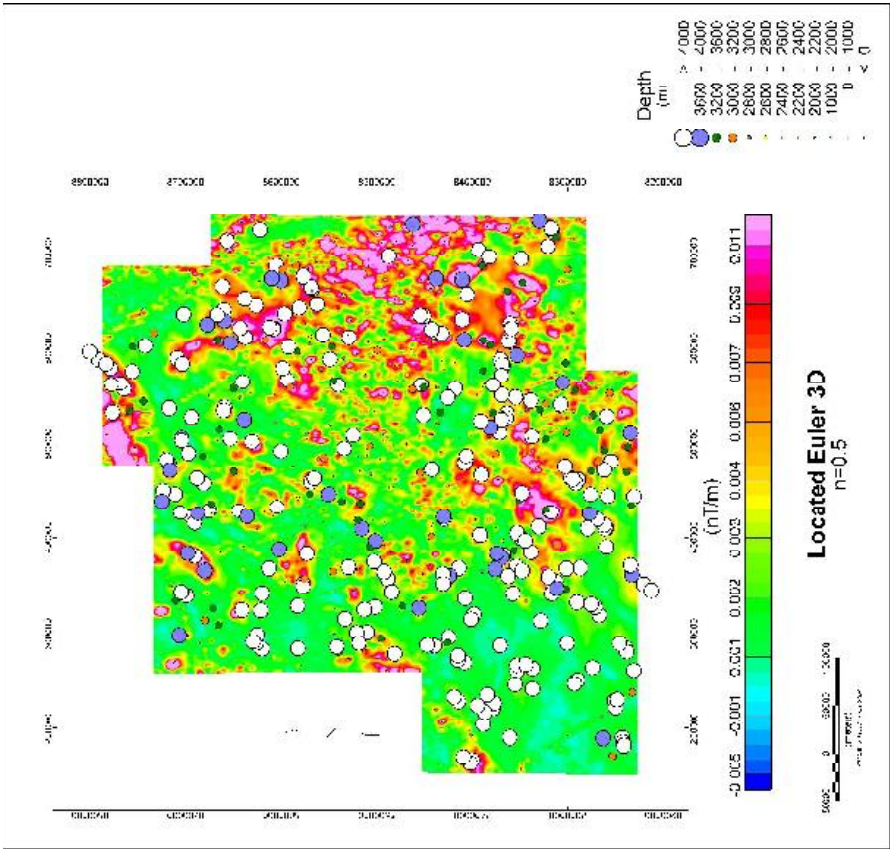


Figura 5.69: Deconvolução de Euler 3D localizada: índice estrutural $n=0,5$ que corresponde a geometrias de *filas fina* (falhas e contatos entre corpos); observar raios de esferas com profundidades de 2100-2800 m; profundidades intermediárias das fontes magnéticas.

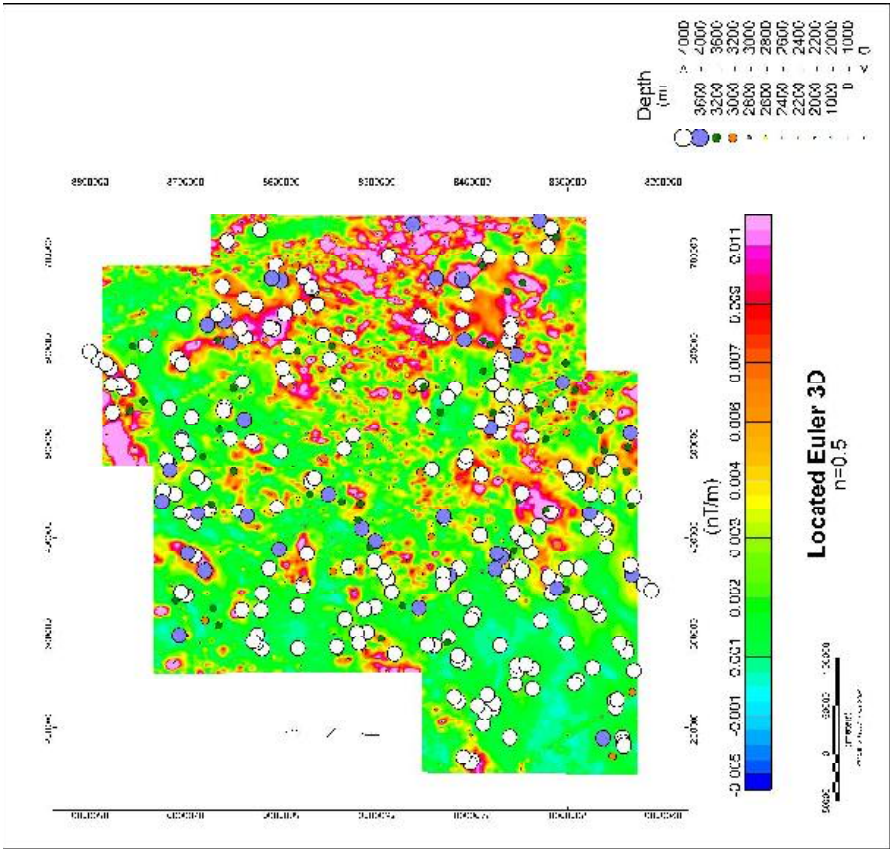


Figura 5.70: Deconvolução de Euler 3D localizada: índice estrutural $n=0,5$ que corresponde a geometrias de *filas fina* (falhas e contatos entre corpos); observar raios de esferas com profundidades de 3000-4000 m e acima de 4000 m; destaque para as fontes magnéticas mais profundas na parte oeste e norte da área.

Modelagem gravimétrica 2D

Os modelos 2D foram obtidos a partir do software de modelagem GM-SYS, da empresa Northwest Geophysical Associates, Inc., plataforma integrada ao OASIS MONTAJ. A linha destacada, que pode ser vista no mapa da figura 5.71, pertence a um conjunto de levantamentos de gravimetria terrestre, intitulada como L103, realizados na área do levantamento Lev-1. Todavia o perfil obtido foi retirado do mapa de anomalia Bouguer residual, exportado do OASIS para o GM-SYS. Linhas sísmicas 2D foram realizadas coincidentemente com essas linhas de gravimetria terrestre, pertencentes ao BDEP-ANP, coincidindo também com o perfil gravimétrico obtido.

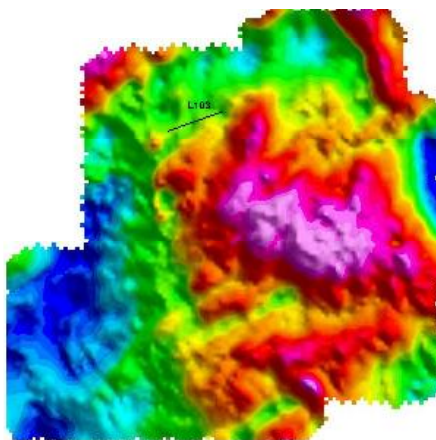


Figura 5.71: Perfil obtido através do mapa de anomalia Bouguer residual, exportado do OASIS para o GM-SYS.

A linha sísmica em tempo, apresentados nas figuras 5.72 e 5.73 na parte superior, foi interpretada pela equipe de sismoestratigrafia do Grupo de Estratigrafia Teórica e Aplicada (acrônimo GETA) no projeto intitulado BAFRAN (Bacia dos São Francisco), gerenciado pelo Prof. Dr. Michael Holz (CPGG - Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia). Esta foi importada para o GM-SYS de forma a amarrar ao máximo as camadas determinadas na modelagem gravimétrica e deveriam ser ambas aproximadamente correspondentes.

Para os objetivos aqui propostos, que era ter uma idéia da correspondência da modelagem gravimétrica e distribuição das camadas obtidas nas linhas sísmicas, não foi utilizado o perfil magnético, mesmo por que não se tinha estudos de susceptibilidade das rochas. O que se verifica é que a modelagem magnética é muito mais sensíveis as variações das feições geológicas que a gravimétrica. As densidades das rochas utilizadas foram estimadas e são as que mais aproximam modelo e interpretação sísmica (ver tabela 5.1).

Os modelos correspondem à distribuições subparalelas das sequências sedimentares com um substrato mais profundo, sem alterações significativas como dobramentos e etc, o que corresponde às poucas deformações na faixa central da bacia, inclusive discutidas por Martins-Neto et al. (2001). O rifte presente é desprezado, já que essas feições são mais caracterizadas

em perfis de derivadas do campo em questão.

Os modelos são apresentados nas figuras 5.72 e 5.73, bem como as densidades utilizadas (ver tabela 5.1). No painel dos valores de gravimetria a curva pontilhada quadrada e preta corresponde às estações de medida onde foram feitas as aquisições e a curva contínua preta corresponde à curva calculada. A curva em vermelho equivale à curva de erro, demonstrando que as diferenças entre curvas calculadas e os valores medidos não ultrapassam 0,9%. Outro fato importante é a profundidade obtida para o embasamento, de aproximadamente 3,5 *km*, podendo ser ainda maiores, já que o perfil modelado corresponde a faixas intermediárias de profundidades do embasamento. Marinho (1993), a partir de dados gravimétricos, fez estimativas sobre a profundidade do embasamento entre os valores de 2 *km* à 5 *km*, estando a grandes profundidades nas regiões próximas à Pirapora.

Modelo 1	g/cm^{-3}
camada 1	2,00
camada 2	2,60
camada 3	2,67
camada 4	2,67
embasamento	2,70
Modelo 2	g/cm^{-3}
camada 1	1.80
camada 2	2.65
camada 3	2.67
camada 4	2.67
embasamento	2.70

Tabela 5.1: Tabela das densidades das rochas das seqüências sedimentares e embasamento apresentados nos modelos gravimétricos das figuras 5.72 e 5.73

O espectro da figura 5.58 da anomalia Bouguer completa, mostram que fontes rasas chegam à 8 *km*. Todavia, a profundidade obtida na modelagem correspondem a intervalos rasos, denotando que a anomalia Bouguer completa está sujeita a respostas de rochas a grandes profundidades. Por outro lado, no espectro radial da anomalia Bouguer residual, figura 5.59, os corpos mais rasos chegam à 5 *km*. Assim a modelagem realizada corresponde às fontes mais rasas, pelo menos na linha L103 modelada.

Sobre o ponto de vista da deconvolução de Euler 3D localizada, as respostas de fontes magnéticas profundas, e assim sendo do embasamento associado, advêm de profundidades igual ou maiores que 4000 *m* como pode ser visto na fig.???. Essas profundidades correspondem ao intervalo proposto por Marinho (1993).

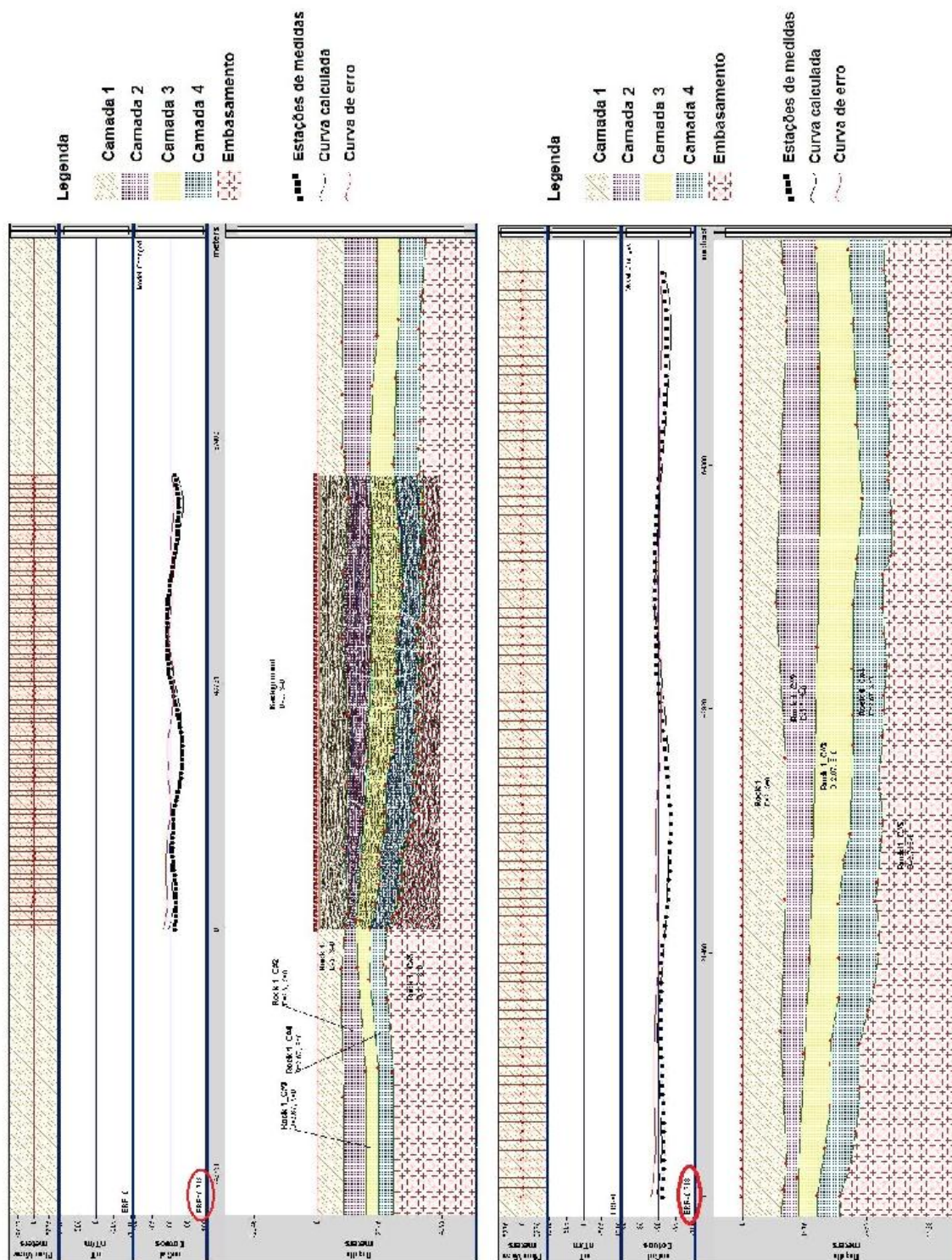


Figura 5.7.2: Modelagem gravimétrica utilizando o software GM-SYS, de camadas subparalelas: acima, modelo com a linha sísmica; abaixo, modelo sem a linha sísmica com destaque para o erro associado à modelagem

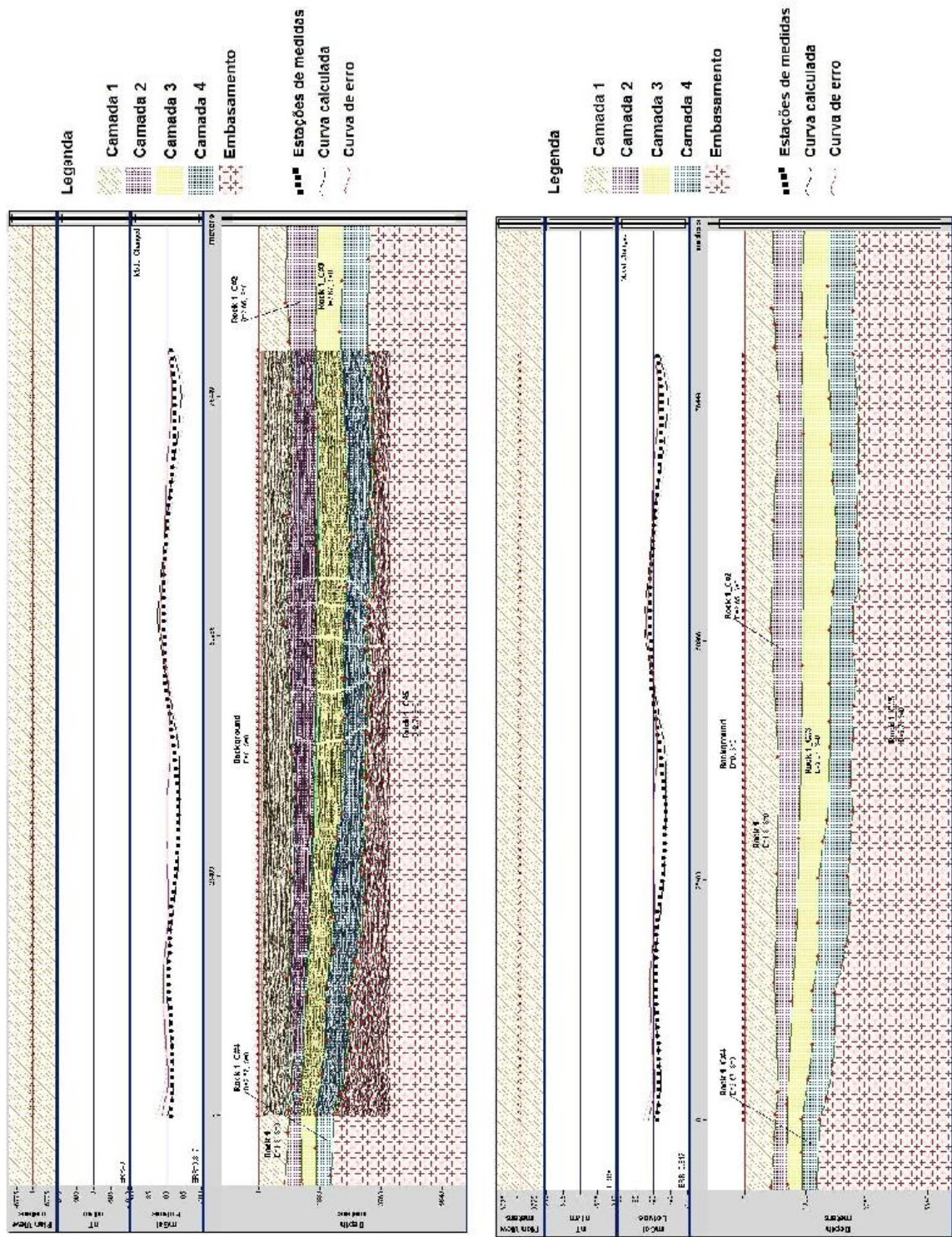


Figura 5.73: Modelagem gravimétrica alternativo, utilizando o software GM-SYS: acima, modelo com a linhas sísmica com diferentes valores de densidade do modelo da figura 5.72; abaixo, modelo sem as linhas sísmicas

CAPÍTULO 6

Conclusões

Ficou demonstrado no estudo de caso da Bacia do São Francisco, a importância dos métodos potenciais para delimitar e mapear as principais estruturas da área do levantamento: as de grande escala como o Alto de Januária, o Baixo de Pirapora e as falhas de empurrão e inversão associadas ao evento Brasileiro; e as de pequena escala como direções preferenciais, sejam de falhas transcorrentes, normais ou os lineamentos estruturais e magnéticos. Ou seja, o caráter regional e local dos campos fornecem uma ideia das distribuições das rochas, principalmente em relação ao embasamento, ao longo da porção norte da bacia, principalmente através das suas derivadas.

Foi possível também estabelecer a distribuição topográfica utilizando-se para isso informações de levantamentos SRTM, da NASA, comparadas com informações obtidas a partir da anomalia ar-livre. Essa integração foi realizada para ter-se uma ideia de como essa anomalia responde às feições topográficas. Com isso é possível estabelecer fontes de sedimentação capazes de fornecer aporte sedimentar atual, ajudando no entendimento morfológico da bacia em relação a épocas pretéritas e em estudos futuros. Não foi discutido, mas as redes de drenagens podem ser vistas com sulcos ao longo dos mapas topográficos, escavando e delineando o relevo, principalmente no Alto de Januária, sendo controlado pelas falhas e delineando zonas preferenciais de drenagem. Ficou também evidente na fig.5.54, o alto topográfico a oeste com valores de $9,87 \text{ mGal}$. Este limita geograficamente os estados da Bahia e Goiás.

Os diferentes domínios de Fourier, do espaço e da frequência (ou número de onda), foram empregados no intuito de se ter diferentes métodos buscando a mesma resposta, complementando-os entre si. Como não houveram muitas diferenças entre os mapas de derivadas (D_x, D_y, D_z) obtidos pelo método de convolução em relação ao das derivadas (D_x, D_y, D_z) no domínio da frequência, foram apresentados e discutidos os primeiros. O uso de diferentes mapas empregados na realização da interpretação é uma metodologia mais adequada para os objetivos que foram propostos. Algumas feições e estruturas podem não ser tão visíveis quando não se utiliza diferentes métodos para se ter uma mesma informação. Isso pôde ser visto na demarcação das possíveis assinaturas de falhas, que nos mapas Bouguer não estavam tão acentuadas como nos mapas magnéticos.

O uso da derivada inclinada e de sua derivada horizontal total puderam mostrar-se como

técnicas de operação interessantes, tanto nas respostas gravimétricas como magnéticas, no mapeamento de estruturas e domínios, inclusive auxiliando nas interpretações dos mapas de derivadas, principalmente das orientações delimitadas nos mapas de derivada vertical Dz convolucionais. O sinal analítico delimitou bem as fontes e suas bordas, principalmente aquelas provenientes do embasamento raso, na porção de Januária. Ainda é necessário analisar com mais cuidado, as respostas do sinal analítico da anomalia Bouguer, pois podem trazer ambíguas interpretações, como na parte extremo leste onde observa-se um alto gravimétrico sendo no entanto partes profundas da bacia.

A modelagem através do GM-SYS demandou um pouco de tempo pela dificuldade em escolher os contrastes de densidades mais viáveis à distribuição do horizonte das camadas superpostas subparalelamente e porcentagens baixas de erros entre a curva calculada (contínua) e a curva das estações de medidas, sendo menor que 0,9%. Não foram utilizados os dados magnéticos existentes no correspondente perfil justamente pela falta de informações das susceptibilidade das rochas da área. Existem outras linhas sísmicas na área do levantamento GRAV-MAG estudados. No entanto, não houve tempo hábil para utilizá-las o que poderia gerar um mapa em profundidade, utilizando os perfis modelados das linhas de forma mútua. O poço mais próximo (1-FLU-BA) está a distância de centenas de quilômetros da linha modelada o que inviabiliza a utilização do mesmo. A profundidade rasa do embasamento no seu perfil composto é de 980 *m*, nas proximidades do embasamento raso. Foi comparado, para se ter uma idéia qualitativa da modelagem realizada, o topo do mesmo com o determinado na linha L103. Neste, o topo está à 3,5 *km*. O que corresponde bem ao mapa de anomalia Bouguer 5.71, onde os valores de anomalia são de intermediários ao longo da linha, se comparado com o embasamento raso de altos valores Bouguer.

Através da Deconvolução de Euler 3D Localizada com índice estrutural $n = 0,5$, foi possível mapear as principais falhas e contatos estruturais observados na fig.5.62 e suas respectivas profundidades. As falhas de maior extensão e continuidade foram identificadas como as falhas amarelas (falha NE: profundidades de 1000-2000 *m*; falha SW: profundidades de 1000-1500 *m* e 3000-3200 *m*) interpretadas no mapa de derivada Dz convolucional da anomalia magnética da fig.5.51. Nas figuras 5.63, 5.65 e 5.66, foi possível identificar o embasamento raso, associado ao Alto de Januária com fontes magnéticas a profundidades de 0 à 1000 *m*, enquanto que as respostas de profundidades maiores de 4000 *m* foram obtidas da fig.5.70 correspondentes a faixa oeste e norte da área estudada. A deconvolução de Euler forneceu respostas de fontes magnéticas a profundidades igual ou maiores que 4000 *m* interpretadas na fig.5.70, correspondendo ao intervalo de profundidade proposto por Marinho (1993) de 2 *km* à 5 *km*.

Para se mapear melhor a profundidade do embasamento bem como as camadas superiores seria necessário realizar uma modelagem completa da bacia utilizando os dados

de gravimetria aérea ou preferencialmente terrestre, em conjunto com os dados de magnetometria, tendo-se uma idéia 3D da bacia e analisando dados de poços para amarrar as profundidades. Uma integração com sísmica também é muitíssimo útil no sentido de determinar as distribuições das rochas sinalizando dobramentos e falhas possíveis na área e diminuindo as ambiguidades dos métodos.

Os conceitos e metodologias aplicados contribuíram para o entendimento do propósito geofísico, dentre os quais obter informações das feições geológicas assim como das distribuições possíveis desses corpos. O método indireto de investigação, de caráter natural em geofísica, como desenvolvidos nesse trabalho, viabilizam a interpretação geológica, limitando zonas e áreas de estudos desde escalas regionais até escalas de detalhes, dependendo do propósito de pesquisa. Isso diminui e muito as incertezas inerentes quando no mapeamento de superfície para se inferir diferentes aspectos geológicos. E por ser de caráter banda larga, os métodos potenciais são de extrema importância, todavia devido às ambiguidades físicas se torna mais poderosos e confiáveis quando integrados com outras informações, principalmente geológicas.

APÊNDICE A

Propriedades Físicas de Rochas e Minerais

A tabela A.1 contém, para as principais rochas, os valores das propriedades físicas densidade e susceptibilidade magnética. Os valores compreendem situações em que a mesma rocha pode apresentar propriedades físicas distintas.

LITOLOGIAS	$\rho(g/cm^3)$	$\chi_m \times 10^{-3}$
Ígneas Básicas	2,09-3,17	0,044-9,711
Metamórficas	2,40-3,10	0-5,824
Dolomita	2,36-2,90	0-0,075
Ígneas Ácidas	2,00-3,11	0,003-6,527
Calcário	1,93-2,90	0,002-0,280
Xisto	1,77-2,45	0,005-1,478
Arenito	1,61-2,76	0-1,665

Tabela A.1: Propriedades físicas de algumas rochas, modificada de Dobrin e Savit (1988).

Abaixo, na tabela A.2, pode ser observado diferentes valores de densidades de rochas e minerais. Novamente os intervalos se interseccionam para materiais distintos, mostrando que para se inferir informações mais detalhadas é preciso coletar amostras em campo e determinar as respectivas densidades em laboratório.

Frequentemente as extremidades mais baixas relacionadas aos valores de densidades, em muitos textos, estão associados à medidas feitas em amostras que foram afetadas por intemperismo físico ou químico (Kearney et al., 2002).

MINERAIS E ROCHAS	$\rho(g/cm^3)$
Aluvião(saturado)	1,96-2,00
Argila	1,63-2,60
Folhelho	2,06-2,66
Arenito Cretáceo	2,05-2,35
Arenito Triássico	2,25-2,30
Arenito Carbonífero	2,35-2,55
Calcário	2,60-2,80
Dolomita	2,28-2,90
Halita	2,10-2,40
Granito	2,52-2,75
Granodiorito	2,67-2,79
Anortosito	2,61-2,75
Basalto	2,70-3,20
Gabro	2,85-3,12
Gnaisse	2,61-2,99
Quartzito	2,60-2,70
Anfibolito	2,79-3,14
Cromita	4,30-4,60
Pirrotita	4,50-4,80
Magnetita	4,90-5,20
Pirita	4,90-5,20
Galena	7,40-7,60

Tabela A.2: Densidades de algumas rochas e minerais expandida, modificada de Kearey et al. (2002).

Referências Bibliográficas

- Blakely, R. J. (1996) Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications, Cambridge University Press, Cambridge.
- Briggs, I. C. (1974) Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, **vol.39**:39–48.
- Courtillot e Mouël. J.-L. L. (2007) The study of earth's magnetism (1269-1950): A foundation by peregrinus and subsequent development of geomagnetism and palcomagnetism, *Review of Geophysics*, **45**:1–37.
- D'Arrigo, H. B. P. (1995) O Descolamento Basal do Grupo Bambuí e o Alto de Sete Lagoas, Dissertação de mestrado, 89p, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.
- Dobrin, M. B. e Savit, C. II. (1988) Introduction to Geophysical Prospecting, 4th ed., Mc. Graw-Hill Book, New York.
- Kearey, P.; Brooks, M. e Hill, Ian, r. e. (2002) An introduction to geophysical exploration, BlackWell Science Ltd Editorial, Califórnia, USA.
- Lesquer, A.; Almeida, F. F. M.; Davino, A.; Lachaud, J. C. e Mailard, P. (1981) Signification structurale des anomalies gravimetriques de partie sud du craton du sao francisco (brésil), **76**:273–293.
- Marinho, I. (1993) Interpretação dos dados gravimétricos e aeromagnetométricos da porção central da bacia do são proterozóica do francisco - noroeste do estado de minas gerais, In: SBG, Simpósio do Cráton São Francisco, Salvador. **2**:Anais,170–172.
- Martins-Neto, M. A.; Pinto, C. P. e Alkmim, F. F. (2001) Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. Cap.2: A Bacia Intracratônica do São Francisco: Arcabouço Estrutural e Cenários Evolutivos. p9-30, SBG/MG, Belo Horizonte.
- Mascarenhas, J. F.; Pedreira, A. J.; Motta, A. C. e Jardim de Sá, E. F. (1984) Província São Francisco. In: Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.(Editors). O Pré-Cambriano do Brasil, Editora Blücher, São Paulo.
- Nabighian, M. N. (1972) The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal crosssection: Its properties and use for automated anomaly interpretation, *Geophysics*, **37**:507–517.
- Nabighian, M. N. (1974) Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section, *Geophysics*, **39**:85–92.

- Nabighian, M. N. (1984) Toward the three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized hilbert transform: Fundamental relations, *Geophysics*, **53**:85–92.
- Ortu, J. C. (1990) Modelagem tectono-geofísica da porção sul do São Francisco Minas Gerais, Dissertação de mestrado, 149p, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.
- Pimentel, M. M. e Silva, M. G. (2003) Sm-nd age of the fazenda brasileiro gabbro, bahia, brazil: Example of robust behavior of the sm-nd isotopic system under extreme hydrothermal alteration, *An. Acad. Bras. Ciências*. no.3 Rio de Janeiro, **75**.
- Reid, A. B.; Allsop, J. M.; Granser, H.; Millett, A. J. e Somerton, I. W. (1990) Magnetic interpretation in three dimensions using euler deconvolution, *Geophysics*, **55**:80–91.
- Roest, W. E.; Verhoef, J. e Pilkington, M. (1992) Magnetic interpretation using 3d analytic signal, *Geophysics*, **57**:116–125.
- SORDI, D. A. d. (2007) Acrogeofísica aplicada à compreensão do sistema de empurrões da Sequência Santa Terezinha de Goiás, Brasil Central, Dissertação de mestrado, n236, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF.
- SRTM-NASA (2008) SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission), da NASA (North American Spatial Agency), **acessado em 01/12/2008**.
- Swain, C. J. (1976) A Fortran IV program for interpolating irregularly spaced data using the difference equations for minimum curvature, vol. vol.1, Computer Geosciences.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E. e Keys, D. A. (1976) *Applied Geophysics*, Cambridge Un. Press, Cambridge.
- Ussami, N. (1993) Estudos geofísicos no cráton do são francisco: estágio atual e perspectivas. in: J.m.l dominguez a. misi (eds.). in: Sbg. simp. cráton do são francisco, 2, SBG/SGM/CNPq, Spec. Psubl, **2**:35–62.
- Whitehead, N. (2010) Oasis Montaj 7.2 Viewer and others Tutorials, Geosoft Incorporated, Toronto, Canada.
- Whitham, K. (1960) Measurement of the geomagnetic elements. In *Methods and Techniques in Geophysics*, vol. 1, S. K. Rukorn, Interscience, New York.
- Zalan, P. V. e Silva, P. C. R. (2007) Boletim de Geociências da Petrobrás: Cartas Estratigráficas, vol. 15. n.2, Petrobrás, Rio de Janeiro.