



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

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

ANÁLISE DE DADOS MAGNÉTICOS E
GRAVIMÉTRICOS APLICADOS À EXPLORAÇÃO
DE MINÉRIO DE FERRO EM LAJE, BAHIA,
BRASIL

LUARA RODRIGUES PEREIRA

SALVADOR – BAHIA

ABRIL – 2013

Análise de dados magnéticos e gravimétricos aplicados à exploração de minério
de ferro em Laje, Bahia, Brasil

por

LUARA RODRIGUES PEREIRA

ORIENTADOR: DR. EDSON EMANOEL STARTERI SAMPAIO

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA APLICADA

DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Comissão Examinadora

_____ Dr. Osmar Almeida da Silva (DNPM)

_____ MC Ives Antônio de Almeida Garrido (CBPM)

_____ Emerson Sidinei Mota dos Santos (UFBA)

Data da aprovação: xx/05/2013

” Às vezes as pessoas são bonitas.
Não pela aparência física.
Nem pelo que dizem.
Só pelo que são.”

Markus Zusak

Aos meus pais e a minha irmã,
que sempre apoiaram
incondicionalmente
minhas escolhas nessa jornada.

RESUMO

Atualmente, o Brasil é o segundo maior produtor de minério de ferro do Mundo, componente fundamental no processo de industrialização de qualquer país. Ele atua como matéria-prima básica na composição do aço, o qual está presente na fabricação de máquinas, equipamentos, construção civil, indústria de bens de consumo, além de processos siderúrgicos. Minérios de ferro possuem propriedades físicas, densidade e susceptibilidade magnética, que tornam possível a prospecção deles pelos métodos magnético e gravimétrico. Os métodos magnético e gravimétrico utilizam as observações das anomalias locais para localizar e quantificar o minério para sua prospecção. A aquisição dos dados consistiu na realização de medidas magnéticas e gravimétricas em duas áreas próximas, totalizando 1051 estações, durante um período de dois meses nos arredores de Laje, Bahia. Os dados foram devidamente filtrados, corrigidos e processados. Em seguida, foram elaborados mapas referentes à anomalia magnética filtrada, a anomalia Bouguer completa e a gravidade residual. Os resultados obtidos foram interpretados em conjunto com as informações geológicas locais, de modo a identificar uma região favorável à presença de minério de ferro.

ABSTRACT

Currently, Brazil is the second largest producer of iron ore in the world, a fundamental component in the process of industrialization of any country. The iron acts as the basic raw material in the steel, which is present in the manufacture of machinery, equipment, construction, manufacturing of consumer goods, and steel processes. Iron ores have physical properties, density and magnetic susceptibility, which makes it possible to prospect them through magnetic and gravimetric methods. The magnetic and gravimetric methods used observations from local anomalies to locate and quantify the ore for prospecting. Data acquisition consisted of magnetic and gravimetric measurements in two nearby areas, totalling 1051 stations, over a period of two months around Laje, Bahia. The data were properly corrected, filtered and processed. Then maps were drawn regarding the filtered magnetic anomaly, the complete Bouguer anomaly and the residual gravity. The results were interpreted in conjunction with the local geological information in order to identify a region favourable to the presence of iron ore.

ÍNDICE

RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
ÍNDICE	v
ÍNDICE DE TABELAS	vii
ÍNDICE DE FIGURAS	viii
INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 1 Caracterização da Área de Estudo	3
1.1 Localização e Acesso	3
1.2 Contexto Geológico	4
1.2.1 O Cráton do São Francisco (CSF)	4
1.2.2 O Bloco Jequié	6
CAPÍTULO 2 Método Magnético	8
2.1 Conceitos Fundamentais	8
2.2 Fontes do Campo Magnético	9
2.2.1 O Campo Principal	10
2.2.2 O Campo Magnético Externo	12
2.2.3 Anomalias Magnéticas	12
2.3 Instrumentação	14
2.3.1 Magnetômetro de Precessão Nuclear	14
2.4 Aquisição	15
2.5 Correções e Processamento de Dados	15
2.5.1 Remoção da Variação Diurna	15
2.5.2 Remoção do IGRF	16
2.6 Aplicações e Interpretação	16
CAPÍTULO 3 Método Gravimétrico	18
3.1 Princípios do Método	18
3.2 Instrumentação	19
3.2.1 Gravímetros Estáveis	20

3.2.2	Deriva (<i>Drift</i>)	21
3.3	Anomalias Gravimétricas	22
3.4	Aquisição	23
3.5	Correções Gravimétricas	24
3.5.1	Correção de Latitude	24
3.5.2	Correção de Ar-Livre	24
3.5.3	Correção Bouguer	25
3.5.4	Correção de Terreno	25
3.6	Densidade das Rochas	26
3.7	Interpretação e Aplicações	26
CAPÍTULO 4	Prospecção Geofísica	28
4.1	Operação de Campo	28
4.2	Correção e Processamento dos Dados	32
4.3	Interpretação dos Dados	33
4.3.1	Interpretação Magnética	41
4.3.2	Interpretação Gravimétrica	41
CAPÍTULO 5	Conclusões	50
	Agradecimentos	51
	Referências Bibliográficas	52

ÍNDICE DE TABELAS

2.1	Valores típicos da susceptibilidade magnética das rochas e minerais	10
3.1	Intervalos de densidades aproximados (Mgm^{-3}) de alguns tipos de rochas e minerais	27

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1	Vista Aérea do município de Laje, Bahia. Fonte: Google Earth (agosto/2007)	3
1.2	Mapa de localização. Fonte: Google Earth (abril/2013)	4
1.3	Posições postuladas dos blocos arqueanos e início da colisão paleoproterozóica. (Barbosa e Sabaté, 2002)	5
1.4	Mapa geológico do Bloco Jequié. (Barbosa et al., 2012)	7
2.1	Elementos do campo geomagnético.	11
2.2	Representação esquemática da intensidade e orientação de dipolos elementares dentro de domínios ferrimagnético, ferromagnético e antiferromagnético (Kearey et al., 2009)	13
3.1	Representação esquemática das partículas de massa m e m_0 , com ponto de observação em P e a fonte em Q (Blakely, 1996)	18
3.2	Princípio de operação do gravímetro estável (Kearey et al., 2009)	20
3.3	Princípio de operação do CG-3 (Hugill, 1988)	22
3.4	Relação entre campo gravitacional e as componentes da anomalia de gravidade de uma massa pequena (Kearey et al., 2009)	23
4.1	Estação de medida.	28
4.2	Esboço geológico da área de Laje.	29
4.3	Mapa topográfico com representação das linhas de levantamento.	30
4.4	À direita o CG-5 da Scintrex Geophysics e à esquerda o GSM-19G <i>Overhouse</i> da Gem Systems.	31
4.5	Visão de parte da região do levantamento.	32
4.6	Mapa do campo magnético total.	34
4.7	Mapa do campo magnético residual.	35
4.8	Mapa de anomalia Bouguer simples.	36
4.9	Mapa magnético filtrado 1, correspondente à metade da frequência de Nyquist.	37
4.10	Mapa magnético filtrado 2, correspondente a um quarto da frequência de Nyquist.	38
4.11	Mapa de anomalia Bouguer completo.	39
4.12	Mapa de gravidade residual.	40
4.13	Mapa magnético filtrado 1 com a separação das províncias PM1 e PM2.	43
4.14	Mapa magnético filtrado 1 destacando os lineamentos L1, L2, L3 e a anomalia AM1.	44

4.15	Mapa de anomalia Bouguer completo com a separação das províncias PG1 e PG2.	45
4.16	Mapa de anomalia Bouguer completo destacando os lineamentos L1, L2, L3, L4 e L5.	46
4.17	Mapa gravimétrico residual com a separação das províncias PGR1, PGR2 e PGR3.	47
4.18	Mapa gravimétrico residual destacando as anomalias AG1 e AG2.	48

INTRODUÇÃO

Atualmente, o Brasil é o segundo maior produtor de minério de ferro do mundo e possui reservas de até 29 bilhões de toneladas. Além disso, ocupa o quarto lugar em relação às reservas mundiais. O minério de ferro é componente fundamental no processo de industrialização de qualquer país. Ele atua como matéria-prima básica na composição do aço, o qual está presente na fabricação de máquinas, equipamentos, construção civil, indústria de bens de consumo, além de processos siderúrgicos.

No início do século XVII, o físico William Gilbert publicou o tratado *De Magnete* que postulou a existência do campo magnético da Terra. Nesse trabalho, ele definiu que o campo possui uma orientação a cada ponto da superfície, e que a Terra é uma esfera uniformemente magnetizada. Em 1640 na Suécia, pela primeira vez, observações das anomalias locais do campo magnético foram utilizadas para a prospecção de minério de ferro onde bússulas foram montadas sobre o eixo horizontal para medir campos verticais (Parasnis, 1979). Esse episódio evidencia o método magnético como um dos métodos geofísicos mais antigos.

Em 1666, Newton retira-se em Woolsthorpe (Inglaterra), onde escreveria os primeiros rascunhos sobre a lei da Gravitação Universal que seria publicada anos mais tarde (1687) em sua obra *Philosophia Naturalis Principia Mathematica*. Ao propor tal lei, Newton generalizou e ampliou as teorias de Kepler, além de confirmar a teoria de Galileu. Pierre Bouguer, posteriormente estabeleceu algumas relações gravitacionais básicas com respeito à variação da gravidade devido: à elevação, à latitude (consequência da forma elipsoidal do planeta), à distribuição de densidades no interior da Terra, e à atração horizontal devido às montanhas. Na exploração mineral, a gravimetria normalmente é empregada como um método secundário para confirmação e posterior análise das anomalias já identificadas pela magnetometria ou por métodos elétricos (Telford et al., 1990). Sendo utilizada com a finalidade de determinar a quantidade do minério a ser investigado.

O objetivo deste trabalho consiste na interpretação geofísica e geológica baseado nos dados levantados em campo, através dos mapas produzidos, visando a identificação e localização de anomalias relacionadas a possíveis corpos de minério de ferro.

Este trabalho está organizado em cinco capítulos. O primeiro capítulo caracteriza e localiza a área de estudo e o contexto geológico em que está inserida. No capítulo 2 e 3, são descritos conceitos teóricos fundamentais, fontes geradoras, equipamentos, formas de aquisição, processamento de dados e aplicações do método magnético e gravimétrico respectivamente. No capítulo 4, é discutida a metodologia utilizada na aquisição dos dados

e o processamento, além da técnica de interpretação deles. O último capítulo constitui uma discussão acerca dos resultados obtidos e principais conclusões do trabalho.

CAPÍTULO 1

Caracterização da Área de Estudo

1.1 Localização e Acesso

A área de estudo deste trabalho está localizada próxima à cidade de Laje, Bahia, onde a empresa Grastone Mineração e Comércio Ltda. possui áreas requisitadas para exploração de minério de ferro. Essas áreas estão dentro da Folha de Valença, a qual corresponde à Folha SD-24-V-D-III do IBGE, com escala de 1:100 000 e compreende uma área entre as longitudes $39^{\circ}00'W$ e $39^{\circ}30'W$ e entre as latitudes $13^{\circ}00'S$ e $13^{\circ}30'S$.



Figura 1.1: Vista Aérea do município de Laje, Bahia. Fonte: Google Earth (agosto/2007)

Partindo de Salvador, o acesso à cidade de Laje ocorre através da BR-324, até o entroncamento com a BR-101, e daí até a BR-420, onde seguimos por mais aproximadamente 15 km para oeste. Para chegar ao local de estudo, pegamos uma estrada de terra na entrada

da cidade.

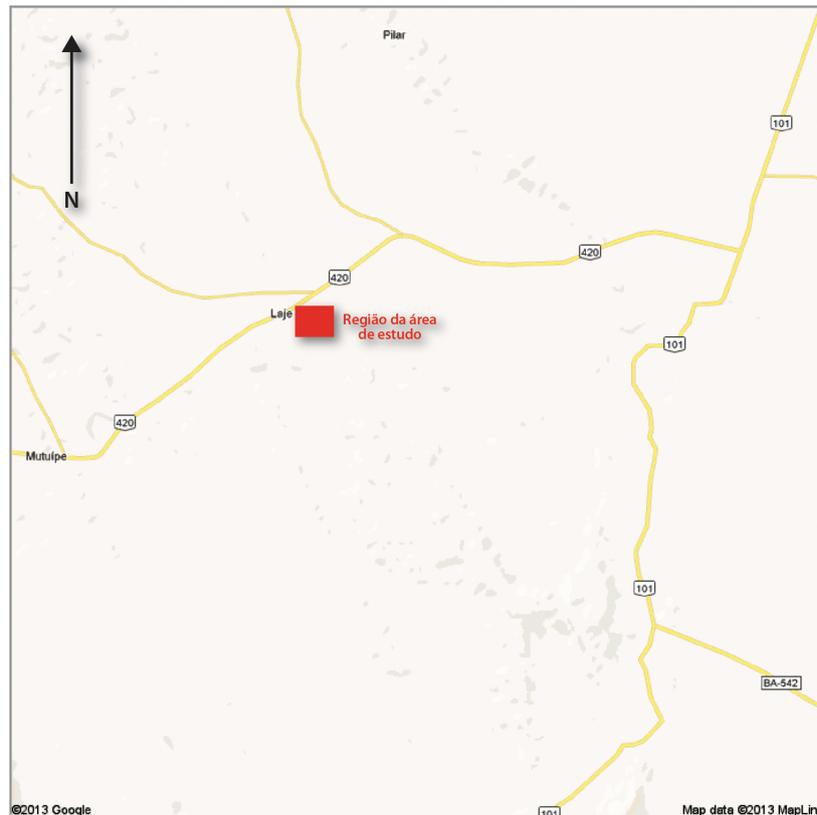


Figura 1.2: Mapa de localização. Fonte: Google Earth (abril/2013)

1.2 Contexto Geológico

A área de estudo está inserida no **Bloco Jequié**, situado no sudeste do Estado da Bahia, o qual compõe o Cráton do São Francisco. A seguir, faremos uma breve descrição do contexto geológico em que o presente trabalho está inserido.

1.2.1 O Cráton do São Francisco (CSF)

O Cráton do São Francisco é uma grande unidade tectônica que engloba grande parte do Estado da Bahia, além de uma parte dos estados de Minas Gerais, Sergipe, Goiás e Pernambuco. Ele é circundado por faixas de dobramento desenvolvidas no Ciclo Brasileiro, que apresentam estruturas geralmente paralelas a suas bordas, mas cortam em diversos ângulos as estruturas pré-brasilianas do seu embasamento. O CSF teve seu embasamento consolidado com o fim do ciclo Transamazônico. Após esse evento, sofrem deformações de natureza paratectônica e sua cobertura envolve dois complexos. Um mais antigo que corresponde a

uma faixa de dobramentos desenvolvida na primeira metade do Pré-Cambriano Superior e um mais novo (Brasiliano) responsável por metade de sua área.

A partir da análise das subdivisões tectonoestratigráficas presentes no CSF (antigos complexos TTGs, o bloco de Gavião, o Contendas-Mirante e sequências vizinhas semelhantes, o Grupo Jacobina, o Complexo Jequié, o Cinturão Itabuna, o Núcleo Serrinha, o bloco Mairi, e os *Greenstones Belts* do Rio Itapicuru e do Capim) verificou-se que o embasamento do cráton ocupa cerca de 50% da área total da Bahia e que o mesmo é composto por rochas metamórficas de alto a médio grau (Barbosa e Sabaté, 2002). Posteriormente, com a análise de novos dados, as unidades acima citadas foram agrupadas em quatro seguimentos crustais de idade arqueana. Eles são o Gavião, Jequié, Itabuna-Salvador-Curaçá e Serrinha.

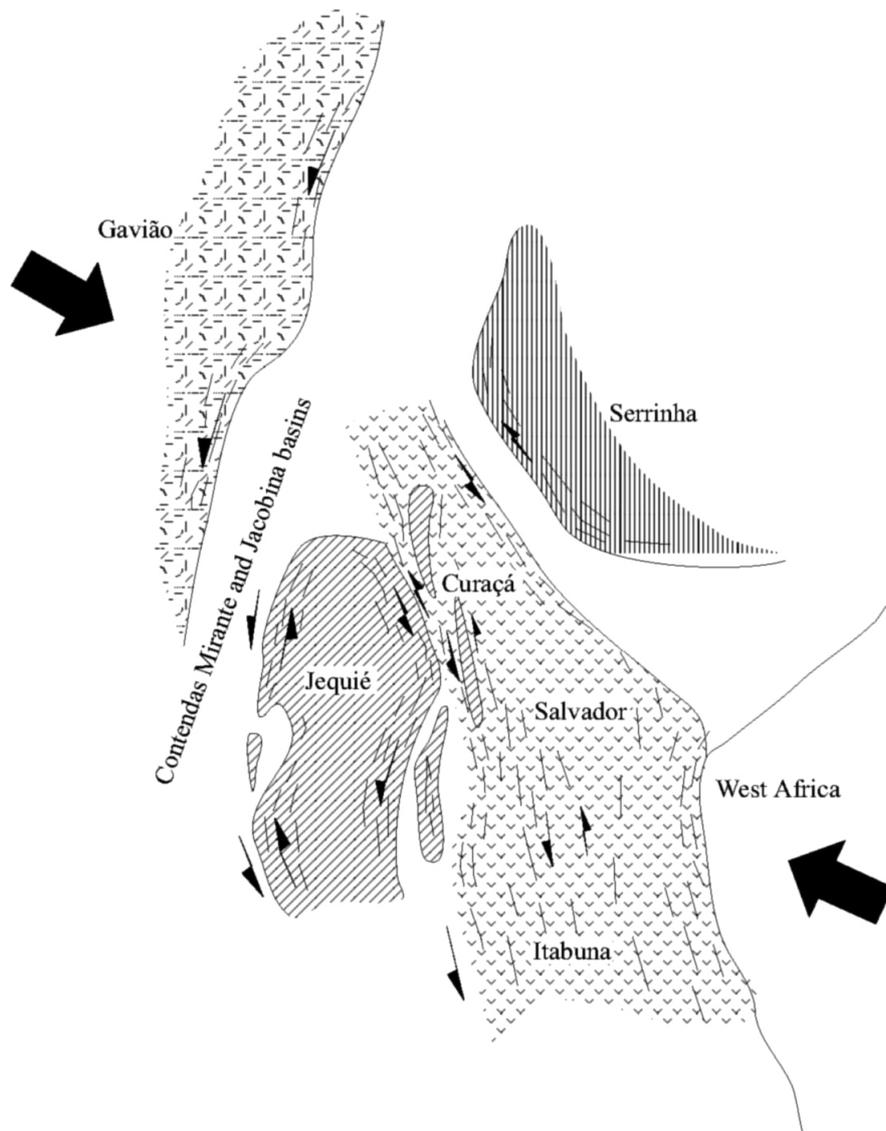


Figura 1.3: Posições postuladas dos blocos arqueanos e início da colisão paleoproterozóica. (Barbosa e Sabaté, 2002)

Evidências geológicas indicam que este segmentos colidiram no Paleoproterozóico (figura 1.3), o qual é um período marcado pela produção de rochas metamórficas e granitóides associados, tendo como resultado na formação do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. A colisão sinistral decorreu do movimento de quatro blocos no sentido NW-SE, e é identificada pela presença de falhas de empurrão e zonas transcorrentes. Também é observado que no início da colisão, rampas frontais, com tectônica tangencial resultaram na sobreposição tectônica do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá no Bloco Jequié e ambos no Bloco Gavião.

1.2.2 O Bloco Jequié

De acordo com Barbosa et al (2012), o Bloco de Jequié é composto por litologias do Mesoproterozóico e do Paleoproterozóico (figura 1.4). No primeiro conjunto, observam-se granulitos heterogêneos orto e paraderivados (conjunto mais expressivo no bloco), rochas anfíbolíticas e quartzo-feldspáticas, granulitos enderbíticos-charnockíticos, granulitos augen-charnockíticos e granitóides. No segundo conjunto, temos rochas gabro-anortosíticas e charnockitos.

Segundo Fornari e Barbosa (1994) essas litologias estão agrupadas em dois domínios:

- Rochas plutônicas ácidas e intermediárias, enderbíticas-charnockíticas, reequilibradas na fácies granulito.
- Granulitos básicos e ácidos, provavelmente ortoderivados, intercalados com kinzigitos, formação ferrífera, grafitito e quartzito granatífero.

No município de Laje, Bahia, observamos rochas granulíticas que fazem parte de um batólito enderbítico-charnockítico, que constitui o seguimento mais importante do Complexo Jequié. Este corpo plutônico é considerado intrusivo em rochas metamórficas de alto grau, consistindo de granulitos bandados, ácidos e básicos, provavelmente ortoderivados, os quais se encontram intercalados tectonicamente com kinzigitos, formações ferríferas, grafititos, quartzitos granatíferos, além de migmatitos granulíticos. Essas rochas plutônicas, na região em foco, sofreram pelo menos dois episódios deformacionais no estado dúctil: o primeiro, cisalhante e tangencial, gerou dobras com vergência para NW; o segundo, também cisalhante mas transcorrente, desenvolveu na rochas foliações e bandamentos subverticais de direção predominante NNW-SSE (Fornari e Barbosa, 1994).

As rochas plutônicas granulitizadas das regiões de Laje, Mutuípe, Jaguaquara e Jequié exibem, em boa parte dos afloramentos presentes na região, uma foliação e bandamento caracterizado pela intercalação de bandas esverdeadas claras e escuras. Nas claras, predominam os feldspatos e nas escuras os minerais ferromagnesianos (Barbosa et al., 2012).

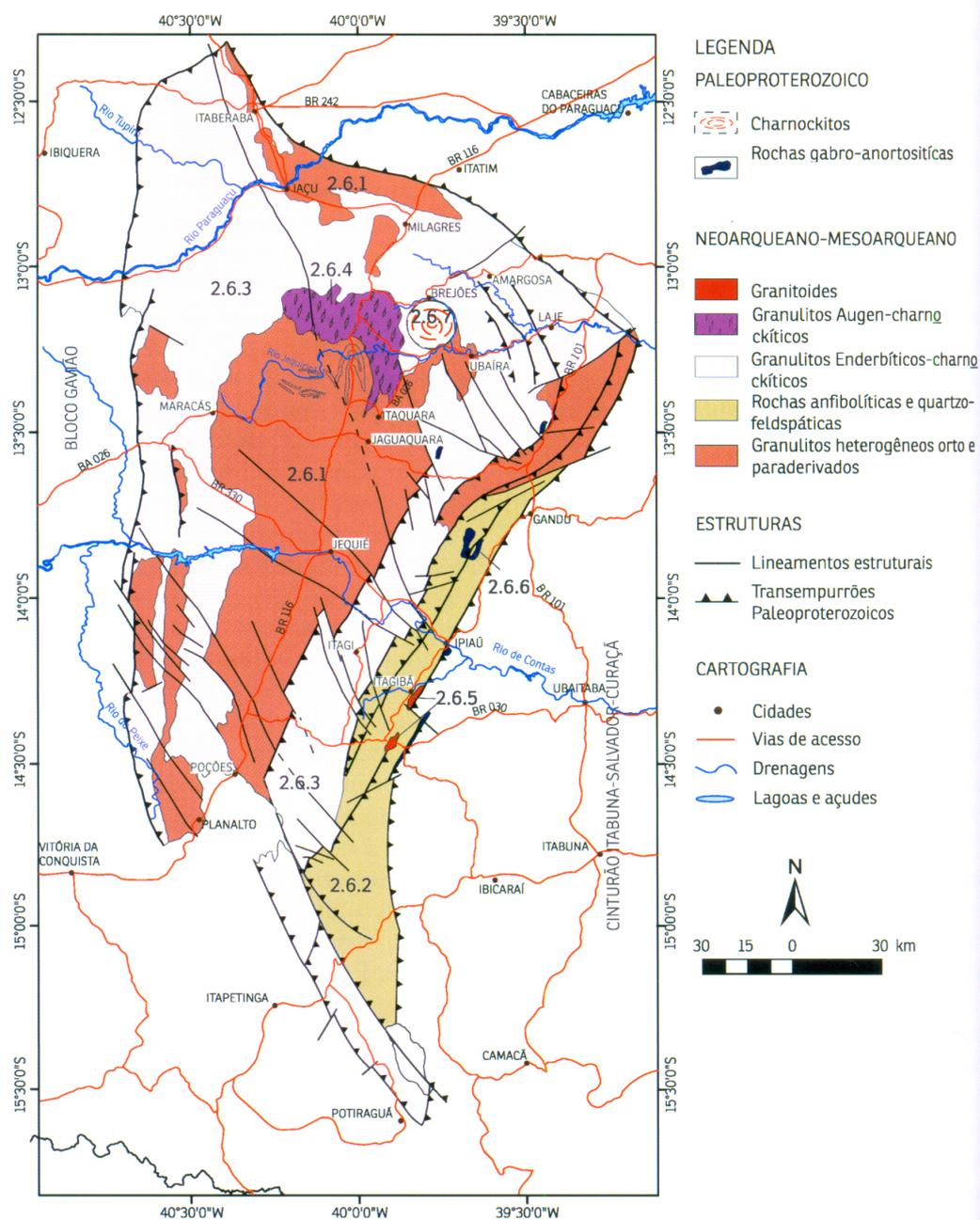


Figura 1.4: Mapa geológico do Bloco Jequié. (Barbosa et al., 2012)

CAPÍTULO 2

Método Magnético

O método magnético tem como princípio medir o campo magnético secundário das rochas. É muito utilizado na identificação de corpos com propriedades ferrimagnéticas, e na determinação da localização de corpos e estruturas geológicas em subsuperfície através da medição de seus campos magnéticos anômalos. Após processados, os dados magnéticos nos fornecem imagens de anomalias magnéticas que serão devidamente interpretadas, podendo indicar intrusões, falhas, lineamentos, províncias geológicas distintas e até a profundidade da fonte responsável pela anomalia.

2.1 Conceitos Fundamentais

O campo magnético é originado pelo fluxo magnético e sua intensidade irá aumentar na medida que esse fluxo aumenta. A densidade o fluxo magnético (o fluxo por unidade de área) é chamado de indução magnética ou campo magnético, \vec{B} . Para \vec{H} , a intensidade do campo magnético e μ , a permeabilidade magnética, temos:

$$\vec{B} = \mu \cdot \vec{H} \quad (2.1)$$

No Sistema Internacional de Unidade (SI), \vec{H} é medido em ampère por metro ($A m^{-1}$). A unidade do fluxo magnético no SI é volt por segundo ($V s$), também chamado de weber (Wb). Deste modo, a indução magnética é $V s m^{-2}$, ou $Wb m^{-2}$, também conhecida como tesla (T). Como na prospecção geofísica as anomalias são de pequenas magnitudes, as densidades de fluxos são melhor expressas em nanotesla ($1 nT=10^{-9} T$).

A permeabilidade magnética, também conhecida como permeabilidade absoluta, é obtida pela relação \vec{B}/\vec{H} e é dada por ohm segundo por metro ($\Omega s m^{-1}$). A constante no vácuo é expressa por μ_o ($\mu_o=4\pi \times 10^{-7} \Omega s m^{-1}$ no sistema SI). Na geofísica, a permeabilidade do ar e da maioria das rochas é consideradas como μ_o .

Um corpo magnetizável, quando posto em contato com um campo magnético externo, irá ser magnetizado por indução. Magnetização decorrente da reorientação dos átomos e das moléculas que têm seus *spins* alinhados. Ela é medida pela polarização magnética \vec{M} (A/m)

e conhecida também como intensidade de magnetização ou momento dipolo por unidade de volume.

$$\vec{M} = \frac{\vec{m}}{v} \quad (2.2)$$

onde v é o volume, \vec{m} o momento magnético e sua unidade é Am^2 . As linhas dos dipolos orientados irão produzir um campo magnético secundário \vec{B} , o qual podemos dizer que é uniformemente magnetizado, quando \vec{M} é constante em módulo e direção através do corpo.

A intensidade de magnetização induzida, \vec{M} , é proporcional à intensidade e tem a mesma direção da força de magnetização \vec{H} do campo induzido para campos magnéticos de pequena magnitude e a constante que irá definir a magnetização do corpo é denominada susceptibilidade magnética χ , definida como:

$$\vec{M} = \chi \cdot \vec{H} \quad (2.3)$$

Reescrevendo a indução magnética incluindo o efeito da magnetização, obtemos:

$$\begin{aligned} \vec{B} &= \mu_o(\vec{H} + \vec{M}) \\ &= \mu_o(1 + \chi)\vec{H} \end{aligned} \quad (2.4)$$

O valor de susceptibilidade magnética em *emu* é diferente de valor em SI: $\chi_{SI} = 4\pi \chi_{emu}$. Ela é um parâmetro fundamental na prospecção magnética. A resposta magnética das rochas e minerais é determinada pela susceptibilidade magnética do material, sendo que ela é quase totalmente controlada por uma quantidade de minerais ferrimagnéticos contida nelas, o tamanho de seus grãos, seu modo de distribuição, entre outros, e é extremamente variável. Esse parâmetro é muito pequeno para a maior parte dos materiais naturais e depende da temperatura, e para os materiais ferromagnéticos e os ferrites também dependem da intensidade do campo \vec{H} . Deste modo, rochas e minerais que possuem grande susceptibilidade magnética quando expostos a um campo magnético externo, tendem a magnetizar-se mais fortemente do que materiais com baixa susceptibilidade. A tabela 2.1 lista valores típicos de susceptibilidade de algumas rochas e minerais.

2.2 Fontes do Campo Magnético

As fontes do campo magnético são classificadas de acordo com suas origens em campo principal, campo externo e anomalias magnéticas. As fontes diferem, principalmente, uma da outra quando tratamos de variações com o tempo. Desta forma, quando o campo magnético

Rocha ou mineral	Susceptibilidade magnética
Magnetita	1 - 14
Pirrotita	0.001 - 6
Ilmenita	0.3 - 3
Formação Ferrífera	0.07 - 4
Peridotito	0.16
Piroxenito	0.15
Gabro	0.004 - 0.09
Basalto	0.002 - 0.02
Pegmatito	0.003 - 0.07
Granito sem Magnetita	0.00005
Granito com Magnetita	0.03
Argilito, Arenito, Quartzito e Calcário Puro	≈ 0

Tabela 2.1: Valores típicos da susceptibilidade magnética das rochas e minerais

principal varia lentamente de direção e magnitude, o campo externo varia rapidamente, enquanto que as anomalias magnéticas serão constantes.

2.2.1 O Campo Principal

Levando em consideração a Terra como uma esfera uniformemente magnetizada, isso equivale a presença de um dipolo magnético teórico no centro da Terra inclinado $11,5^\circ$ em relação ao eixo de rotação terrestre e deslocado cerca de 300 km do centro na direção da Indonésia. Assim, os polos e o equador magnético não coincidem com seus equivalentes geográficos. Os polos norte e sul magnético cruzam o globo nas coordenadas 75°N , 101°W e 69°S , 145°E , respectivamente. A magnitude do campo é de 60.000 nT no polo positivo (próximo ao sul geográfico) e 70.000 nT no polo negativo (próximo ao norte geográfico)(Kearey et al., 2009).

Dessa forma, a intensidade do campo magnético F pode ser expressa pelas componentes ortogonais cartesianas X, Y e Z paralelas às direções correspondentes ao norte e leste geográfico, e à direção vertical para o centro da Terra, onde os vetores apontam positivamente nas suas respectivas direções e são expressos em nT. A direção do campo magnético é especificada pelos ângulos D (declinação magnética) e I (inclinação magnética), onde o primeiro é o ângulo entre a intensidade horizontal H resultante das componentes F_x e F_y , e o norte geográfico. Segundo Whitham (1960), esses são os elementos do campo geomagnético, e estão ilustrados na Figura 2.1.

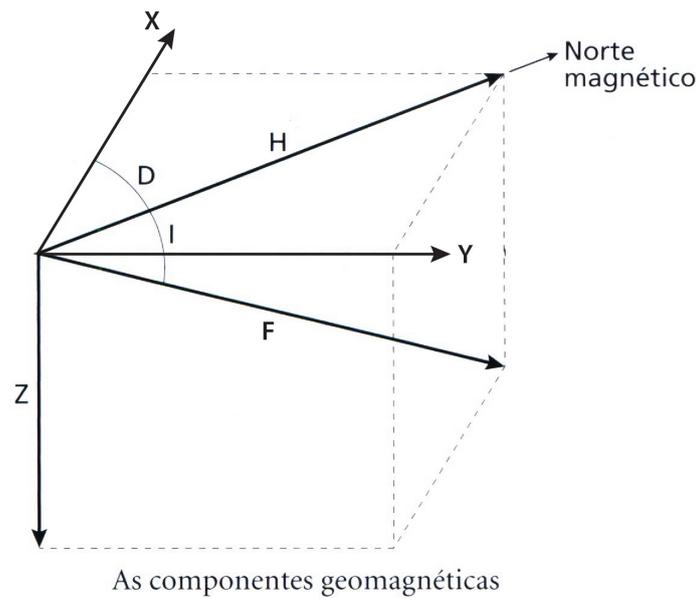


Figura 2.1: Elementos do campo geomagnético.

Esses elementos estão relacionados pelas seguintes equações:

$$F^2 = (H^2 + F_z^2) \quad (2.5)$$

$$H^2 = (F_x^2) + (F_y^2) \quad (2.6)$$

$$F_x = H \cos D \quad (2.7)$$

$$F_y = H \sen D \quad (2.8)$$

$$F_z = F \sen I \quad (2.9)$$

$$H = F \cos I \quad (2.10)$$

$$D = \arctan \left(\frac{F_y}{F_x} \right) \quad (2.11)$$

$$I = \arctan \left(\frac{F_z}{H} \right) \quad (2.12)$$

Dessa maneira, podemos escrever o vetor Intensidade Magnética como:

$$\vec{F} = F[(\cos D \cos I)\vec{i} + (\sen D \cos I)\vec{j} + (\sen I)\vec{k}] \quad (2.13)$$

Seja $L = \cos D \cos I$, $M = \sen D \cos I$ e $N = \sen I$ os cossenos diretores, então:

$$\vec{F} = F[L\vec{i} + M\vec{j} + N\vec{k}] \quad (2.14)$$

2.2.2 O Campo Magnético Externo

Uma pequena parte do campo geomagnético tem sua origem devido a correntes elétricas em camadas ionizadas na atmosfera superior. As variações temporais desse campo são muito rápidas em termos de tempo e espaço em relação ao campo principal permanente, são elas:

- Variações nas atividades solares durante o ciclo de 11 anos, a exemplo das manchas e explosões solares.
- Variações diurnas solares num período de 24 horas da ordem de 50 nT que variam com a latitude e estações do ano. São controladas por ventos solares e correntes ionosféricas, uma vez que dependem do grau de ionização da ionosfera e são determinadas pelo estado de atividade solar.
- Variações lunares no período de 25 horas com amplitudes de até 2 nT variam ciclicamente durante o mês, e parecem associados à interação gravitacional ionosfera-Lua.
- Tempestades magnéticas, fenômenos aleatórios, ocorrem em intervalos de 27 dias e surgem devido às atividades solares. Estas tempestades geram distúrbios transientes com amplitude acima de 1000 nT em baixas latitudes e maiores em regiões polares, onde estão associadas às auroras. Ao ocorrer esse fenômeno em uma determinada região, deve-se suspender qualquer levantamento magnético que esteja sendo efetuado até o fim das tempestades.

2.2.3 Anomalias Magnéticas

As anomalias magnéticas terrestres são variações locais do campo principal resultantes da contribuição dos minerais magnéticos que formam as rochas próximas da superfície terrestre. Essas anomalias não persistem a grandes distâncias e não vão além do dobro da intensidade do campo magnético principal. As fontes de anomalias magnéticas locais não podem ser muito profundas porque as temperaturas abaixo de aproximadamente 20 Km de profundidade ultrapassam o ponto de Curie (cerca de 580°C), ponto onde as rochas perdem suas propriedades magnéticas. Deste modo, as anomalias locais encontram-se na crosta terrestre possuindo elementos positivos e negativos devido à natureza dipolar do magnetismo provenientes de corpos invariavelmente finitos.

As anomalias magnéticas são causadas pelos minerais magnéticos contidos nas rochas. Os quais, segundo Nagata (1961), se dividem em três grupos, com base em diferentes propriedades magnéticas:

- **Diamagnetismo:** A substância é dita diamagnética quando adquire uma fraca intensidade de magnetização. Na presença de um campo magnético, o orbital dos elétrons

opõe-se ao campo externo e a intensidade de magnetização induzida na substância por um campo externo H tem direção oposta ao campo indutor. A susceptibilidade magnética desses materiais é negativa. Exemplos: calcita, quartzo, grafita, gipsita.

- **Paramagnetismo:** Uma substância é dita paramagnética quando esta, ao ser exposta a um campo magnético indutor, têm seus momentos atômicos alinhados à polarização desse campo. Mesmo assim, a magnetização é fraca, embora positiva. Exemplos: olivinas, piroxênios, anfibólios.
- **Ferromagnetismo:** Substâncias ferromagnéticas possuem uma elevada susceptibilidade Magnética e podem ser classificados como: ferromagnéticos, antiferromagnéticos e substâncias ferrimagnéticas. Os *ferromagnéticos verdadeiros* são aqueles onde a interação entre os domínios moleculares vizinhos são tão fortes, que os momentos magnéticos alinham-se paralelamente uns aos outros na mesma direção, mesmo na ausência de um campo externo (exemplo: ferro, níquel e cobalto). Nos *antiferromagnéticos* o acoplamento dos dipolos é antiparalelo, com igual número de dipolos em cada sentido. Os campos magnéticos dos dipolos se autoanulam, de forma que não há efeito magnético externo (exemplo: ilmenita e hematita). Por fim, nos *ferrimagnéticos*, há um a união dos momentos de dipolo antiparalelos, mas a intensidade de dipolos em cada direção não é igual. Deste modo, pode existir nos materiais ferrimagnéticos uma forte magnetização espontânea e uma alta susceptibilidade (exemplos: magnetita, titanomagnetita, óxidos de ferro, pirrotita).

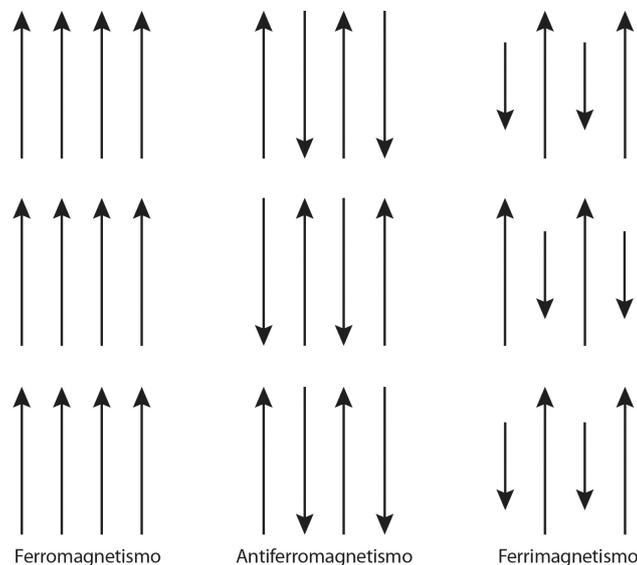


Figura 2.2: Representação esquemática da intensidade e orientação de dipolos elementares dentro de domínios ferrimagnético, ferromagnético e antiferromagnético (Kearey et al., 2009)

Praticamente todos os minerais são ferrimagnéticos e possuem a habilidade de adquirir remanência, e por isso é o grupo mais importante em prospecção magnética.

2.3 Instrumentação

Magnetômetros são instrumentos utilizados para realização de medidas do campo magnético. Desde 1900, uma variedade de instrumentos para levantamentos foram projetados para medir as componentes geomagnéticas Z , H e B . Entretanto, a instrumentação mais moderna mede apenas a componente B . A precisão requerida está entre 0,01 a 10 nT em um campo total raramente superior a 50000 nT (Kearey et al., 2009). Existem alguns tipos de magnetômetros, eles são o magnetômetro *Fluxgate*, o magnetômetro de precessão nuclear e o magnetômetro de bombeamento ótico. Para o presente trabalho, foi utilizado um magnetômetro de precessão nuclear.

2.3.1 Magnetômetro de Precessão Nuclear

Esses equipamentos foram desenvolvidos nos anos 40, durante uma ressonância magnética nuclear. Foi descoberto que alguns núcleos possuem um momento magnético que, associado com seus spins, causam uma precessão ao redor do eixo do campo magnético. Os magnetômetros de precessão de prótons dependem da frequência de precessão livre dos prótons (núcleos de hidrogênio), sendo assim, um fluido contendo muitos prótons (tais como álcool, metanol, querosene) é exposto a um campo magnético artificial perpendicular 50 - 100 vezes maior e em uma direção diferente ao campo magnético, sendo então polarizado. Logo após, o campo artificial é desligado, expondo o líquido ao campo geomagnético natural. Por consequência, os prótons polarizados são precessionados com uma frequência exatamente proporcional a intensidade do campo total. A frequência de precessão é modulada, transformada em onda quadrada e, através de um amplificador e detector de amplitude, permite a medição da intensidade do sinal de precessão. Eles medem apenas a componente total do campo geomagnético, com precisão entre 0,01 a 1 nT e são os mais usados em levantamentos magnéticos, tanto terrestres quanto aéreos.

Muitos magnetômetros de próton modernos fazem uso do ***Efeito Overhouse*** (*Overhauser Effect*). Adiciona-se ao fluido do sensor um líquido contendo alguns elétrons livres em órbitas 'não pareadas'. Os prótons são, então, polarizados indiretamente, usando-se energia de radiofrequência próxima a 60 MHz. O consumo de energia desses instrumentos é de apenas cerca de 25% do consumo dos magnetômetros de próton clássicos, de forma que esses instrumentos são leves e mais compactos. O sinal gerado pelo fluido é cerca de 100 vezes mais forte, sendo o ruído muito mais baixo; a tolerância do gradiente é aproximadamente três vezes melhor e as taxas de amostragem são maiores (Kearey et al., 2009).

2.4 Aquisição

A exploração magnética é feita em terra, água ou ar, sendo que maioria dos levantamentos magnéticos são realizados por ar. Os levantamentos aéreos são mais rápidos e possuem um custo menor que os levantamentos terrestres, além de cobrir áreas grandes, desconhecidas ou de difícil acesso em pouco tempo. Dessa forma, eles acabaram tornando-se um procedimento de praxe das fases iniciais de explorações geofísicas em territórios não mapeados.

Os levantamentos terrestres são feito, em especial, para detalhar alvos em prospecção mineral e o espaçamento entre as estações é usualmente entre 15 a 60 metros. Eles utilizam em sua maioria magnetômetros de precessão de prótons portáteis que medem o campo total. Porém, *fluxgates* que medem a componente vertical também são utilizados. O trabalho normalmente utiliza dois magnetômetros: o primeiro permanece fixo em uma estação base e o segundo realiza o levantamento como estação móvel. Ambos os equipamentos devem estar afastados de ruídos culturais, como construções e objetos metálicos. Além disso, o magnetômetro base deve ser fixado em um local onde exista somente o campo magnético ambiente, sem campos de fontes anômalas (Telford et al.,1990).

Quando se tem disponível apenas um magnetômetro, como no estudo realizado, outros procedimentos são adotados. Neste caso, foi determinado uma estação na linha de levantamento como estação base, onde foram realizadas três leituras nessa estação pré-determinada (uma no início, outra durante e a última no final do levantamento da linha).

2.5 Correções e Processamento de Dados

2.5.1 Remoção da Variação Diurna

As variações temporais do campo magnético terrestre são conhecidas como Variações Diurnas. São distúrbios magnéticos de pequenos comprimentos de onda, também conhecidos como pulsações geomagnéticas ou micropulsações, que ocorrem randômicamente e podem possuir períodos de 1 segundo até um pouco mais que 2 minutos, com amplitudes de 0,1 nT. Em condições normais (dias calmos) a variação diurna é suave e regular e tem uma amplitude diária de aproximadamente de 20 - 80 nT, com o máximo nas regiões polares. Em alguns dias (dias perturbados) as variações são muito rápidas e de grande amplitude (aproximadamente 1000 nT).

Este procedimento serve para dois propósitos: Monitorar as pequenas taxas de mudança do campo geomagnético. O propósito principal é, portanto, identificar períodos de tempestades magnéticas, mas as leituras só podem indicar os períodos de alta atividade de pulsação; Sincronizar os dados da estação base em tempo com o magnetômetro móvel. Dessa forma, a

aplicação aos dados do campo resulta em um valor residual que é apenas função de posição. Isso assumindo que a variação da estação base representa a variação temporal em toda a região levantada.

2.5.2 Remoção do IGRF

A remoção do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), consiste na subtração de um modelo bem definido do campo terrestre regional, IGRF, dos dados de campo. Modelos padrões do campo terrestre regional são baseados em observações terrestres e de satélites. Eles fornecem uma estimativa do campo como uma função da posição, incluindo altura acima da elipsoide terrestre e do tempo. A variação secular ocorre de forma muito lenta, de modo que é utilizada uma data média do levantamento para calcular o IGRF.

Através dos valores de latitude, longitude e altitude, conseguimos calcular o IGRF como uma função da posição. Como uma prática padrão de representar o valor da altitude, é feita uma média da altura do avião acima do nível do mar para um determinado levantamento. Os erros introduzidos nesta aproximação são pequenos, com desvios da ordem de 0,025 nT/m. O gradiente vertical do campo magnético da Terra varia aproximadamente de 0,03 nT/m nos pólos até 0,01 nT/m no equador magnético. A variação da latitude raramente excede 6 nT/m (Telford et al., 1990). Desta forma, a remoção do IGRF é desnecessária em levantamentos magnéticos terrestres de pequenas escalas, mas é obrigatória em levantamentos aéreos.

2.6 Aplicações e Interpretação

Os levantamentos magnéticos são rápidos e consideravelmente baratos de realizar, de modo que são os mais utilizados na fase de reconhecimento. Além de servir o propósito científico, a exemplo do estudo do comportamento do campo geomagnético, ele é útil na localização de objetos metálicos enterrados (vigas de metal, tubulações,...). Quando tratamos de exploração de recursos minerais, ele tem sua importância na prospecção de minérios metálicos (ferro, cobre e níquel) e também pode ser utilizado na prospecção de hidrocarbonetos.

Dados geofísicos podem ser interpretados de duas formas distintas. A primeira envolve o uso de técnicas matemáticas com o intuito de aprimorar a assinatura dos dados coletados e correlaciona-los a possíveis propriedades físicas. A segunda é mais utilizada na exploração geológica, ela busca associar diferentes tipos de dados geofísicos com informações geológicas e geoquímicas.

Para a interpretação de dados magnéticos existem duas formas: qualitativa e quantitativa. A interpretação qualitativa é feita separando primeiramente o mapa magnético em regiões ou zonas, cada uma tendo um comportamento distinto. A semelhança ou diferença

de comportamento é julgada com base na disposição das curvas de contorno, na intensidade absoluta e relativa dos valores, nos gradientes, etc. Em seguida buscamos caracterizar cada zona em termos de aspectos estruturais e litológicos, se possível com o emprego de informações geológicas. Nos mapas, dois tipos principais de feições podem ser identificados: as unidades magnéticas e as descontinuidades lineares (Carvalho, 2006). A unidade magnética compreende corpos geológicos com magnetismo característico ou uniforme. Elas não coincidem necessariamente com unidades geológicas, embora sejam consideradas como unidades magnéticas. Já as descontinuidades lineares, geralmente são evidentes e representam falhas, fraturas ou tendências litológicas. A interpretação quantitativa é realizada quando temos uma qualidade numérica adequada dos dados, fazendo uso dos modelos matemáticos disponíveis: em perfis quando se refere a modelos bidimensionais, e em mapas para modelos tridimensionais. Tanto a interpretação qualitativa quanto a quantitativa podem ser efetuadas nos dados originais ou nos dados processados.

CAPÍTULO 3

Método Gravimétrico

O método gravimétrico tem como princípio básico as leis da gravitação universal, é muito utilizado na mineração, na delimitação de aquíferos, na determinação da profundidade e geometria de corpos geológicos, na determinação da densidade do alvo geológico, no estudo da forma da Terra (geóide), na geodinâmica, além da prospecção de petróleo. A partir dos dados gravimétricos, é possível a geração de imagens de distribuição de densidades das rochas e de estruturas geológicas em subsuperfície.

3.1 Princípios do Método

Teoria Básica

O método gravimétrico se baseia na *Lei de Gravitação Universal*, idealizada por Isaac Newton, no fim do século XVIII. De acordo com Blakely (1996), a força mútua entre uma partícula de massa m centrada no ponto $Q = (x', y', z')$ e uma partícula de massa m_0 no ponto $P = (x, y, z)$ (figura 3.2) é dada por:

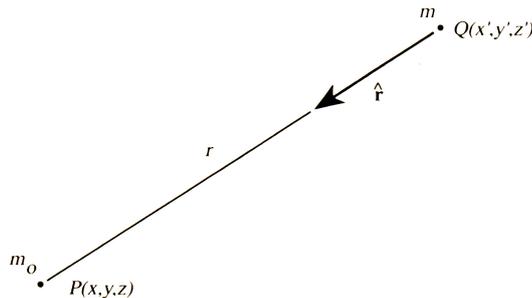


Figura 3.1: Representação esquemática das partículas de massa m e m_0 , com ponto de observação em P e a fonte em Q (Blakely, 1996)

$$F = \frac{Gmm_0}{r^2} \quad (3.1)$$

onde $r = [(x - x')^2 + (y - y')^2 + z - z')^2]^{1/2}$ e G é a *Constante Gravitacional* ($6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$).

Transformando a massa m_0 em uma partícula teste e, na sequência, dividindo a equação 3.1 por esta massa, obtemos a aceleração gravitacional.

$$g(P) = -G \frac{m}{r^2} \hat{r} \quad (3.2)$$

onde \hat{r} é um vetor unitário direcionado da massa m para o ponto de observação P , em coordenadas cartesianas,

$$\hat{r} = (1/r) \left[(x - x')\hat{i} + (y - y')\hat{j} + (z - z')\hat{k} \right] \quad (3.3)$$

O sinal negativo na equação 3.2 é necessário devido a convenção adotada, onde \hat{r} aponta para a fonte da anomalia no ponto de observação.

A partir da equação 3.2 temos que o campo gravitacional é irrotacional: $\nabla \times g = 0$. E do Teorema de Helmholtz podemos inferir que o campo gravitacional é conservativo e pode ser representado como gradiente de um potencial escalar

$$g(P) = \nabla U(P) \quad (3.4)$$

onde U é o potencial gravitacional, ou potencial Newtoniano, devido a uma partícula de massa m representado por:

$$U(P) = G \frac{m}{r} \quad (3.5)$$

Unidades de gravidade

As variações de gravidade, provocadas por variações de densidade, são da ordem de $100 \mu\text{m}/\text{s}^2$ ($1 \mu\text{m}/\text{s}^2$ é igual a 1 gu, conhecido como *gravity unit*). Nos levantamentos em terra conseguem-se precisões de mais ou menos 0,1 gu e no mar de 10 gu. A unidade CGS de gravidade é o *miligal*, equivalente a 10 gu.

3.2 Instrumentação

Existem dois tipos básicos de gravímetros de levantamento terrestre, os absolutos e os relativos. Os *gravímetros absolutos* necessitam de um aparato complexo e um longo período de observação, eles medem a queda de um objeto no vácuo, através do uso de lasers e interferometria óptica, para obter uma precisão melhor que 0,01 mGal. Os *gravímetros relativos* são aparelhos que medem a diferença de gravidade de estação para estação. Os que estão atualmente em uso dependem da elongação de uma mola, a qual está acoplada uma massa de prova. Quando a gravidade varia, a força atuante na massa de prova também varia, e essa

mudança será refletida na alteração do comprimento da mola de suporte. A posição do corpo de prova, é detectada por um ou outro meio, e a quantidade de força externa necessária para trazer de volta para uma posição padrão proporciona uma medida do valor de gravidade na estação, em relação a outras estações (Seigel. 1995).

Existem dois tipos de gravímetros relativos com diferentes configurações de equilíbrio da mola. Eles são os *astáveis* e os *estáveis*. O primeiro opera perto de um equilíbrio instável, o que confere a ele uma alta sensibilidade mecânica (a exemplo do gravímetro LaCoste-Romberg). Os gravímetros estáveis são mais simples quando se trata de princípios mecânicos, mas necessitam de uma maior precisão na detecção da posição do corpo de prova (o Scintrex CG-5 e o CG-3M, são exemplos de gravímetros estáveis) (Seigel. 1995).

3.2.1 Gravímetros Estáveis

Antes dos gravímetros, os aparelhos de leitura relativa eram baseados em pequenos pêndulos ou na oscilação de fibras de torção. Entretanto, levavam muito tempo para fornecer a leitura. Os gravímetros basicamente são balanças de mola na qual está acoplada uma massa constante. As variações da gravidade, causam variações no peso da massa que resultam na variação do comprimento da mola, dando a medida da mudança da gravidade.

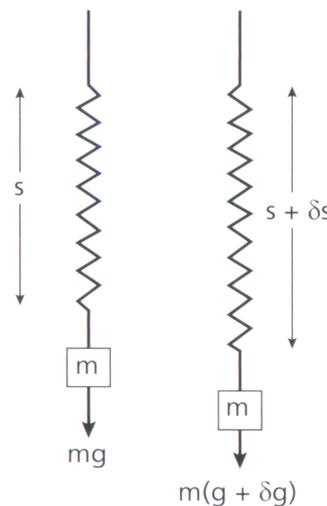


Figura 3.2: Princípio de operação do gravímetro estável (Kearey et al., 2009)

Enquanto que o deslocamento da mola é pequeno, a Lei de Hooke é aplicada, ou seja, a variação da força é proporcional a variação do comprimento da mola (Figura 3.2).

$$\Delta F = M\delta g = k\delta s$$

$$\delta g = \frac{k\delta s}{M} \quad (3.6)$$

onde k é a constante elástica da mola. Para medir g até 0.1 mGal, devemos identificar uma mudança fracionada no comprimento da mola de $1/10^7$ (já que $Mg \approx ks$, $\delta g/g \approx \delta s/s$). Macânicamente podemos fazer com que k/M seja menor usando uma grande massa e uma mola fraca, mas esse método de aumento da sensibilidade é limitado. O período de oscilação desse sistema é

$$T = 2\pi \left(\frac{M}{k} \right)^{1/2} \quad (3.7)$$

Substituindo M na equação 3.6, temos:

$$\delta g = 4\pi^2 \delta s / T^2 \quad (3.8)$$

Apesar de possuir boa sensibilidade, o período é muito grande e a medida de δg leva muito tempo. Gravímetros estáveis são extremamente sensíveis a outros efeitos físicos, tais como mudanças de pressão, temperatura, e pequenas variações magnéticas e sísmicas (Telford et al., 1990).

O CG-3 e o CG-5 da Scintrex, tem seu sensor baseado em um sistema elástico de quartzo fundido, o qual está protegido contra a variação de temperatura por se encontrar em uma câmara a vácuo (figura 3.3). A força gravitacional no corpo de prova é equilibrada por uma mola e por uma força eletrostática restauradora relativamente pequena. A posição da massa, que é detectada por um transdutor de deslocamento capacitivo, é alterada por uma modificação na gravidade. Um circuito automático aplica tensão DC nas placas do capacitor produzindo uma força eletrostática sobre a massa, o que a traz de volta a uma posição nula. A tensão de restauração, que é uma medida do valor relativo de gravidade no local de leitura, é convertida para um sinal digital e, em seguida, transmitida ao sistema de aquisição de dados do instrumento para processamento, visualização e armazenamento (Hugill, 1988).

3.2.2 Deriva (*Drift*)

Uma falha comum nos gravímetros é o fenômeno de deriva (*drift*). Ele consiste numa variação na leitura com o tempo, a qual pode ser observada quando mantemos o aparelho numa posição fixa. A deriva é resultado da elasticidade imperfeita das molas, as quais sofrem uma pequena deformação anelástica com o passar do tempo. Pode também ser resultado de variações na temperatura que causam uma expansão ou contração do sistema de medição,

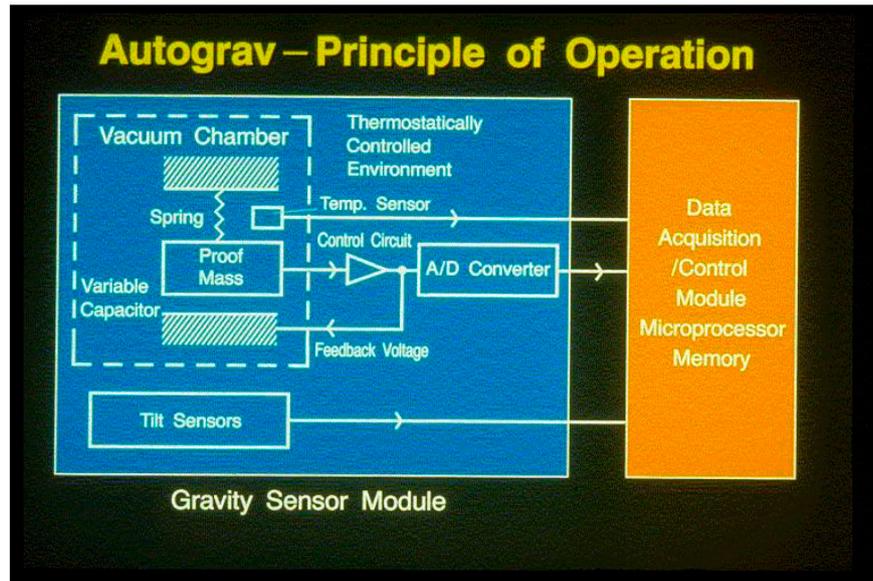


Figura 3.3: Princípio de operação do CG-3 (Hugill, 1988)

levam a alterações nas medidas que não são relacionadas a gravidade. A deriva é monitorada por repetidas leituras do medidor numa posição fixa ao longo do dia. A partir do tempo das leituras, a deriva pode ser assumida linear, e será igual à diferença entre as medidas para a posição fixa determinada.

A deriva pode variar um pouco de um dia pro outro e, até mesmo, num mesmo dia. O que leva a importância de se repetir a leitura numa estação de referência com uma frequência de algumas horas.

3.3 Anomalias Gravimétricas

Os gravímetros só conseguem medir a componente vertical da atração gravitacional devido a uma massa anômala. Considerando o efeito gravitacional de uma massa anômala δg , cujas componentes horizontal e vertical são, respectivamente, δg_x e δg_y (figura 3.4). A partir delas temos:

$$g + \delta g = \sqrt{((g + \delta g_z)^2 + \delta g_x^2)} = \sqrt{g^2 + 2g\delta g_z + \delta g_z^2 + \delta g_x^2} \quad (3.9)$$

Como os termos δ^2 são muito menores que os restantes podemos ignorá-los. Usando a expansão binominal sobre esta equação, obtemos que $g + \delta g \approx g + \delta g_z$, ou seja, $\delta g \approx \delta g_z$.

Por consequência, a perturbação da gravidade medida corresponde na verdade a componente vertical da atração provocada pelo corpo causador.

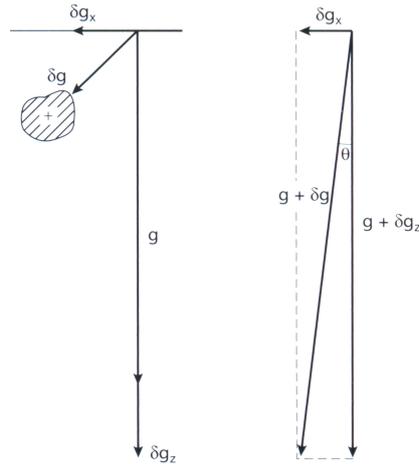


Figura 3.4: Relação entre campo gravitacional e as componentes da anomalia de gravidade de uma massa pequena (Kearey et al., 2009)

3.4 Aquisição

O levantamento gravimétrico ocorre tanto por terra como por mar. Apesar de ser realizado, a gravimetria por ar ainda encontra dificuldades, de modo que esse tipo de levantamento não é considerado tão prático.

A distinção entre levantamentos terrestres de reconhecimento e de detalhamento, está no objetivo da aquisição, ou seja, se o propósito é encontrar características de interesse ou mapear elas. A separação entre as estações de levantamento podem variar de 20 km a 5m (Telford et al., 1990), esse intervalo será definido baseado no objetivo do trabalho.

A efetuação de medições no campo com gravímetros modernos são simples. Entretanto, o gravímetro precisa estar nivelado de forma precisa para cada levantamento, o que pode ser dificultado devido a condições adversas como terreno pantanoso e fortes ventos, mas com cuidado e tempo geralmente é possível obter boas medidas. Problemas semelhantes podem ser observados em levantamentos marinhos que utilizam aparelhos que são colocados no assoalho marinho.

A precisão da medida é algo de extrema importância no levantamento gravimétrico. Entretanto, o custo envolvido para se adquirir a precisão necessária (10 cm na altitude e cerca de 30 m para a latitude para alcançar 0.03 mGal de precisão) é muito alto (Telford et al., 1990).

3.5 Correções Gravimétricas

Diante dos fatores que influenciam o valor de gravidade, além das variações da densidade, surge a necessidade de se eliminar o efeito causado por tais fatores, de modo que os valores de gravidade reflitam apenas as variações da densidade na subsuperfície da área pesquisada.

Para os levantamentos gravimétricos leva-se em conta quatro razões principais que influenciam a medida de gravidade em cada ponto: latitude do ponto de observação; distância ao centro da Terra; presença de massa entre o datum e o ponto; e presença de montanhas ou depressões próximas ao local da medida.

3.5.1 Correção de Latitude

A correção de latitude é feita visando corrigir as variações que a gravidade sofre quando nos aproximamos ou nos afastamos do equador. A gravidade varia com a latitude, por causa da forma não esférica da Terra e pelo fato de a velocidade angular de um ponto sobre a superfície da Terra diminuir a partir de um máximo no equador até zero nos polos. A aceleração centrípeta gerada por essa rotação tem uma componente radial negativa que, como consequência, causa uma diminuição da gravidade dos polos para o equador. A forma verdadeira da Terra é um esferoide oblato ou elipsoide achatado nos polos cuja diferença entre os raios equatorial e polar é de cerca de 21 km. Consequentemente, os pontos próximos do equador estão mais distantes do centro de massa da Terra que aqueles mais próximos dos polos, causando um aumento da gravidade do equador para os polos. A correção de latitude requer a gravidade teórica para a localização da estação de medida no esferoide da Terra. Para o cálculo da gravidade teórica utilizamos a equação 3.10, conhecida como *equação Somigliana*:

$$g_0 = g_e \left(\frac{1 + k \operatorname{sen}^2 \lambda}{\sqrt{1 - e^2 \operatorname{sen}^2 \lambda}} \right) \quad (3.10)$$

onde g_e é a atração equatorial do esferoide, λ é a latitude, k e e constantes dependentes da forma e velocidade de rotação da Terra. Para este trabalho os valores utilizados para g_e e k foram, respectivamente, 978032,67715 *mGal* e 0,001931851353.

3.5.2 Correção de Ar-Livre

A correção de ar-livre consiste em eliminar o efeito causado pela maior ou menor distância da estação ao centro da Terra em relação ao plano base, sem levar em conta a massa entre a estação e o plano, reduzindo todas as medidas a um datum de referência. Considerando a Terra esférica, obtém-se a seguinte expressão para a correção de ar-livre em *mGal*:

$$g_{fa} = \pm 0.308765108h \quad (3.11)$$

onde h é a diferença de elevação entre a estação e o datum de referência em metros. O sinal será positivo quando o ponto estiver acima do datum e negativo quando estiver abaixo. A aplicação da correção de ar-livre nos fornece a anomalia de ar-livre (Δg_{fa}), através da relação:

$$\Delta g_{fa} = g_{obs} - g_{fa} - g_0 \quad (3.12)$$

onde g_{obs} é a gravidade observada (Blakely, 1996).

3.5.3 Correção Bouguer

A correção Bouguer destina-se a eliminar o efeito causado pela massa existente entre a estação e o plano base. A massa levada em conta nesta correção é representada por um disco de raio infinito e espessura igual à diferença de cota entre a estação e o plano de referência. A densidade Bouguer é um parâmetro que deve ser cuidadosamente escolhido a fim de que não se obtenha falsas anomalias. A correção Bouguer tem sinal contrário à de ar-livre e é dada por:

$$g_B = 2\pi\rho Gh \quad (3.13)$$

substituindo na equação 3.13 os valores de π , da constante gravitacional G , obtemos:

$$g_B = \pm 0.04185\rho h \quad (3.14)$$

onde ρ é a densidade em g/cm^3 (cujo valor atribuído para o presente trabalho foi de $2,67g/cm^3$) e h é a altura. Logo, também podemos obter a anomalia Bouguer (Blakely, 1996).

$$\Delta g_B = g_{obs} - g_{fa} - g_B - g_0 \quad (3.15)$$

3.5.4 Correção de Terreno

A correção de terreno é utilizada em levantamentos realizados em áreas montanhosas ou próximas a grandes elevações. Ela busca eliminar as variações no valor da gravidade causadas por acidentes topográficos nas vizinhanças da estação. Após esta correção passamos a considerar que em cada estação temos uma superfície terrestre horizontalizada, superfície esta contendo a estação considerada.

No presente trabalho, foi feita uma malha onde cada estação ficava no centro de cada retângulo correspondente. Para a correção de terreno tomamos a altitude da primeira estação da primeira linha da área mais ao norte como a altitude referente a superfície horizontalizada desejada. Com isso foi calculado a diferença de altitude de cada estação com relação a esta superfície. Para as diferenças positivas foram atribuídas uma densidade com o intuito de corrigir as elevações e para as negativas, a densidade atribuída buscou compensar as cavas.

3.6 Densidade das Rochas

As anomalias gravimétricas são resultantes da diferença de densidade entre um corpo de rocha e sua vizinhança. Para um corpo de densidade ρ_1 envolvido por um material de densidade ρ_2 , o contraste de densidade é dado por:

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

O sinal do contraste irá determinar o sinal da anomalia.

A maioria das rochas possuem densidade entre 1,6 e 3,2 g/cm^3 , e suas densidades dependem da composição e da porosidade da rocha (tabela 3.1). As variações de porosidade são a causa principal das diferenças de densidade das rochas sedimentares. Por isso, as sequências de rochas sedimentares apresentam normalmente um aumento da densidade com a profundidade devido a compactação. Rochas ígneas e metamórficas têm porosidade muito reduzida e são as diferenças de composição que determinam as suas densidades. Geralmente a densidade aumenta com a diminuição da acidez.

3.7 Interpretação e Aplicações

As anomalias Bouguer são frequentemente caracterizadas por uma anomalia regional ampla, com variação suave, sobre a qual podem estar sobrepostas anomalias de menor comprimento de onda, consideradas anomalias locais. O que é regional e o que é local depende da escala do problema que se está a tratar. Normalmente, nos levantamentos gravimétricos, são as anomalias locais que são importantes e, por isso, o primeiro passo na interpretação dos resultados é a remoção do campo regional de modo a isolar as anomalias residuais. O método utilizado para separação das anomalias regionais e locais é variável.

O nível de interpretação pode variar desde a simples identificação e localização de uma anomalia até a modelagem 2D ou 3D dessa anomalia levando, neste caso, a uma completa caracterização das fontes que causam essas anomalias. Vale ressaltar que o processo de modelagem pode se revelar trabalhoso e lento, devendo ser aplicado quando os benefícios

Rocha ou mineral	Densidade
Argila	1.63 - 2.60
Arenito	2.05 - 2.55
Calcário	2.60 - 2.80
Granito	2.52 - 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
Pirrotita	4.50 - 4.80
Magnetita	4.90 - 5.20
Pirita	4.90 - 5.20

Tabela 3.1: Intervalos de densidades aproximados (Mgm^{-3}) de alguns tipos de rochas e minerais

decorrentes de sua aplicação assim o exijam. Recordemos ainda que a interpretação será sempre relativamente ambígua devido às dificuldades associadas com o problema inverso (várias configurações podem dar o mesmo resultado).

A interpretação pode nos fornecer diretamente da anomalia, informações a respeito do corpo anômalo que são independentes da forma real do corpo. Existem alguns métodos os quais podem ser utilizados para realizar a interpretação, entre eles estão os métodos de profundidade-limite, os métodos de excesso de massa, o ponto de inflexão e a espessura aproximada. Além disso, um corpo causador de uma determinada anomalia gravimétrica poderá ser simulado por um modelo cuja anomalia teórica pode ser calculada, de modo que a forma do modelo é alterada até que a anomalia calculada iguale aproximadamente com a anomalia observada. Devido ao problema inverso, esse modelo não será uma interpretação unívoca, mas a ambiguidade pode ser diminuída pelo uso de outros controles sobre a natureza e forma do corpo anômalo (Kearey et al., 2009).

Os estudos gravimétricos são utilizados extensivamente na investigação de estruturas geológicas de grande e média escalas, além de serem utilizados na exploração mineral com intuito de determinar a quantidade de um minério, ou até em investigações hidrogeológicas. De modo geral, os levantamentos gravimétricos não são muito empregados no reconhecimento exploratório. Isso porque a execução do método é relativamente lenta e, conseqüentemente, cara, pela necessidade da determinação acurada das elevações e pela extensão do procedimento de redução.

CAPÍTULO 4

Prospecção Geofísica

4.1 Operação de Campo

Com o propósito de identificar e dimensionar corpos ferríferos nos arredores de Laje, Bahia, foram realizados levantamentos geofísicos em uma área (subdividida em duas áreas) determinada a partir de estudo geofísico realizado anteriormente, onde foram feitos perfis magnéticos e gravimétricos, em conjunto com o estudo geológico da região.

No início do trabalho, a empresa PROGEO - Processamento de Dados Ltda, realizou um levantamento cartográfico. Foram abertas picadas e traçadas as linhas de levantamento com direção E-W em ambas as áreas pré-determinadas, e foram abertas duas picadas, com direção N-S, ligando os pontos intermediários das linhas de levantamento. Essas linhas foram chamadas de linhas mestras.

Em cada linha foram colocadas estações com espaçamento de 20 m entre elas (figura 4.1). Para cada estação foi determinada sua coordenada e sua altitude através do sistema SIRGAS 2000, obtendo-se uma precisão igual ou melhor do que 10 cm nas coordenadas UTM's (N-S e E-W) e igual ou melhor que 2 cm na altitude ortométrica.



Figura 4.1: Estação de medida.

A denominação das áreas estudadas foi feita baseada no levantamento anterior de reconhecimento, no qual, das linhas realizadas, a linha chamada de 09 apresentou respostas magnéticas e gravimétricas que levaram à recomendação de um estudo mais detalhado. Deste modo, a área mais ao norte foi denominada como Área 9-1 e a mais ao sul de Área 9-2. A área 9-1 é composta por 11 linhas de 800 m na direção E-W, totalizando 41 estações por linha, denominadas de A a K a partir da linha mais ao norte, com o espaçamento entre elas de 100 m. A área 9-2 também possui 11 linhas com espaçamento entre elas de 100 m e classificadas de A a K a partir da linha mais ao norte. Entretanto, nesta área as linhas de A a F possuem 1200 m de comprimento, com 61 estações de medida, e as linhas de G a K possuem 1000 m, com 51 estações de medida. A primeira linha da área 9-2 (linha A) superpõe com a última linha da área 9-1, de modo que a estação 0 m da linha A da área 9-2 coincide com a estação 400 m da linha K da área 9-1. As linhas mestras foram feitas com o intuito de realizar o controle temporal das medidas magnéticas realizadas. Logo, o total de estações levantadas no estudo é de 1051 estações (figuras 4.2 e 4.3).

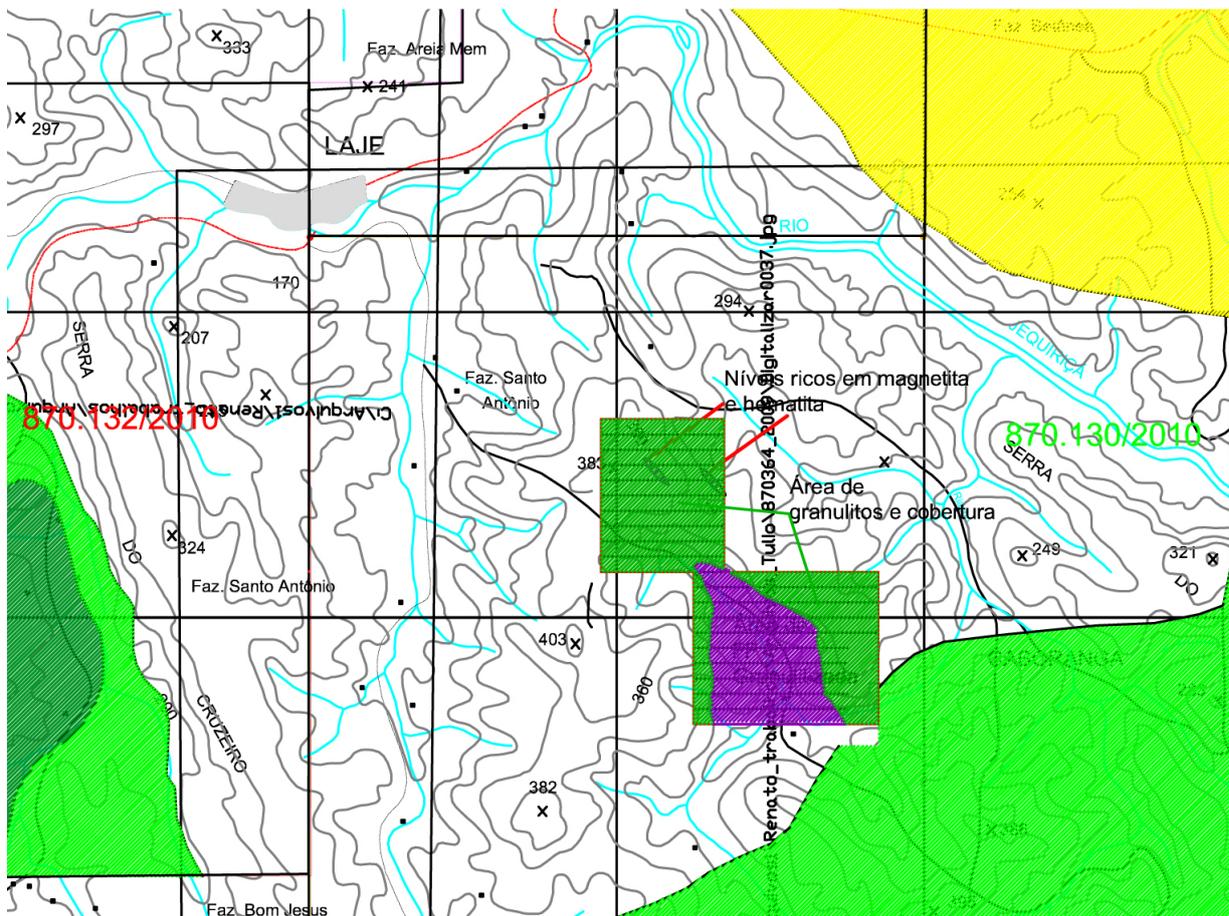


Figura 4.2: Esboço geológico da área de Laje.

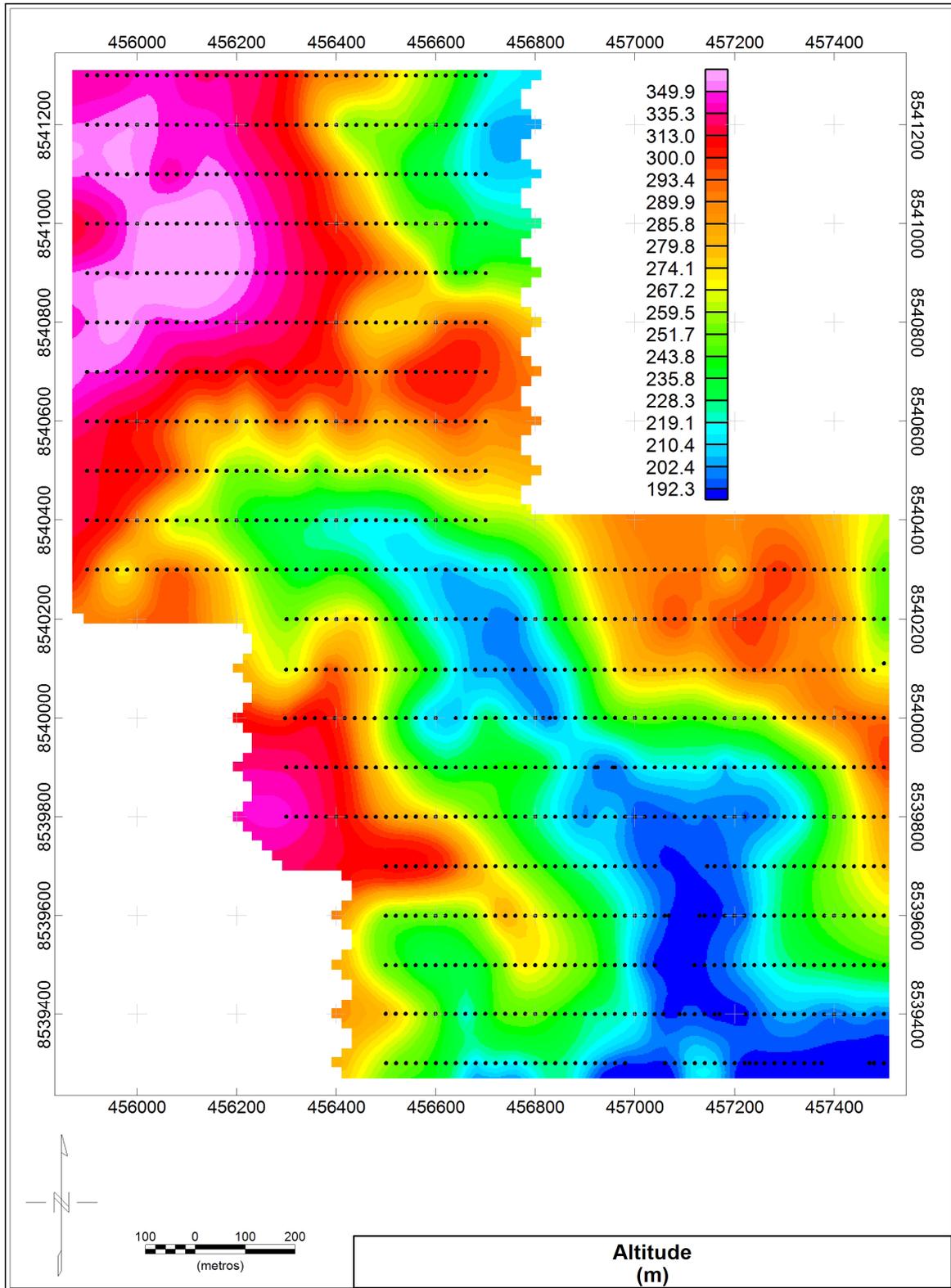


Figura 4.3: Mapa topográfico com representação das linhas de levantamento.

O trabalho na região consistiu em levantamentos de gravimetria, magnetometria e VLF-EM. Entretanto, neste trabalho só iremos avaliar os dados referentes a gravimetria e a magnetometria. Para o levantamento magnético o equipamento utilizado foi o GSM-19G *overhouse* da Gem Systems, o qual é um magnetômetro de precessão nuclear que mede a componente total do campo geomagnético, e para o levantamento gravimétrico foi utilizado o gravímetro relativo CG-5 da Scintrex Geophysics (figura 4.4).



Figura 4.4: À direita o CG-5 da Scintrex Geophysics e à esquerda o GSM-19G *Overhouse* da Gem Systems.

A aquisição dos dados aconteceu entre os meses de setembro e novembro de 2012. Durante este intervalo de tempo foram feitas visitas para realização do levantamento, de modo que o mesmo não foi realizado em sua totalidade em uma única viagem. Antes das idas ao campo foi verificada a ocorrência de tempestades magnéticas que pudessem vir a interferir com as medidas magnéticas efetuadas, e durante o procedimento de campo foram observados e registrados na folha de campo a presença de afloramentos geológicos, presença de materiais condutivos (veículos, redes de alta tensão, cerca de arrame farpado, etc) e qualquer informação relevante, uma vez que certos agentes podem influenciar os valores medidos, conduzindo a erros de interpretação dos dados.



Figura 4.5: Visão de parte da região do levantamento.

4.2 Correção e Processamento dos Dados

Os Dados Magnéticos

Para os dados magnéticos, durante o levantamento, foram realizadas três leituras nas estações intermediárias de cada linha (uma no início, outra durante e a última no final do levantamento da linha). Este procedimento foi adotado com a intenção de fazer o controle temporal dos dados. Além disso, foi efetuado o procedimento de levantar as estações da linha mestra, amarrando-a aos dados das linhas de levantamento. Com essas correções preliminares, realizadas através do Microsoft Excel, obtivemos os valores de Campo Total (figura 4.6).

Como a intensidade do campo magnético, em um ponto, é proporcional ao inverso do cubo da distância do ponto a fonte, os efeitos das fontes mais superficiais mascararam os efeitos das zonas mais profundas (Silva e Sampaio, 1973). Para o processamento, foi subtraído dos dados o valor regional do campo ambiente, obtendo-se o valor do campo magnético residual (figura 4.7), e aplicado um filtro tipo *passa baixa* (através de programas efetuados em FORTRAN 90), uma vez que as fontes de pequenas dimensões e mais superficiais possuem elevados valores de frequência, de modo a evidenciar os corpos de profundidades

intermediárias (Silva e Sampaio, 1973).

No filtro foram utilizadas cinco frequências distintas: metade, um quarto, um sexto, um oitavo e um décimo da frequência de Nyquist ($0,025 m^{-1}$). Entretanto, após a aplicação do filtro, foram descartados os valores de campo magnético para as três frequências de maior valor, uma vez que quanto maior era o valor da frequência de corte maior era a influência das fontes mais rasas. Ainda comparando os mapas gerados pelo filtro utilizando a metade e um quarto da frequência de Nyquist, observa-se uma melhor resolução no primeiro.

Os Dados Gravimétricos

Na gravimetria, foi realizado o procedimento padrão de ocupação das estações de gravidade absoluta (GS-60 e GS-70) para realização do controle da deriva temporal e o procedimento padrão para o cálculo da anomalia Bouguer simples. Entretanto, ao comparar o mapa obtido da anomalia Bouguer simples (figura 4.8) com o mapa da topografia (figura 4.3), sentiu-se a necessidade da realização da correção de terreno uma vez que a área do levantamento apresenta variações consideráveis de altitude.

Para a correção de terreno foi feito um grid na área com prismas retos com a base de 20 m por 100 m, de modo a cada estação levantada se localizar no centro da base, e com alturas relativas a cada ponto de observação. Para este cálculo foi utilizado um programa em FORTRAN 90. O programa consiste na correção das elevações e compensação gravimétrica das cavas.

Após a correção gravimétrica de terreno, obtivemos os valores da anomalia Bouguer completa. Com o mapa da anomalia Bouguer completa, foi estabelecido um gradiente de variação regional (através de um procedimento empírico) com o qual obtivemos as anomalias regionais que foram posteriormente subtraídas das anomalias Bouguer completa para a obtenção no mapa gravimétrico residual.

4.3 Interpretação dos Dados

Para a interpretação magnética e gravimétrica foram utilizados os mapas do magnético filtrado 1, onde a frequência utilizada corresponde a metade da frequência de Nyquist, e do magnético filtrado 2, cuja frequência corresponde a um quarto da frequência de Nyquist (figuras 4.9 e 4.10), da anomalia Bouguer completo (figura 4.11) e da anomalia residual (figura 4.12) produzidos através do programa OASIS montaj v7.1 da Geosoft.

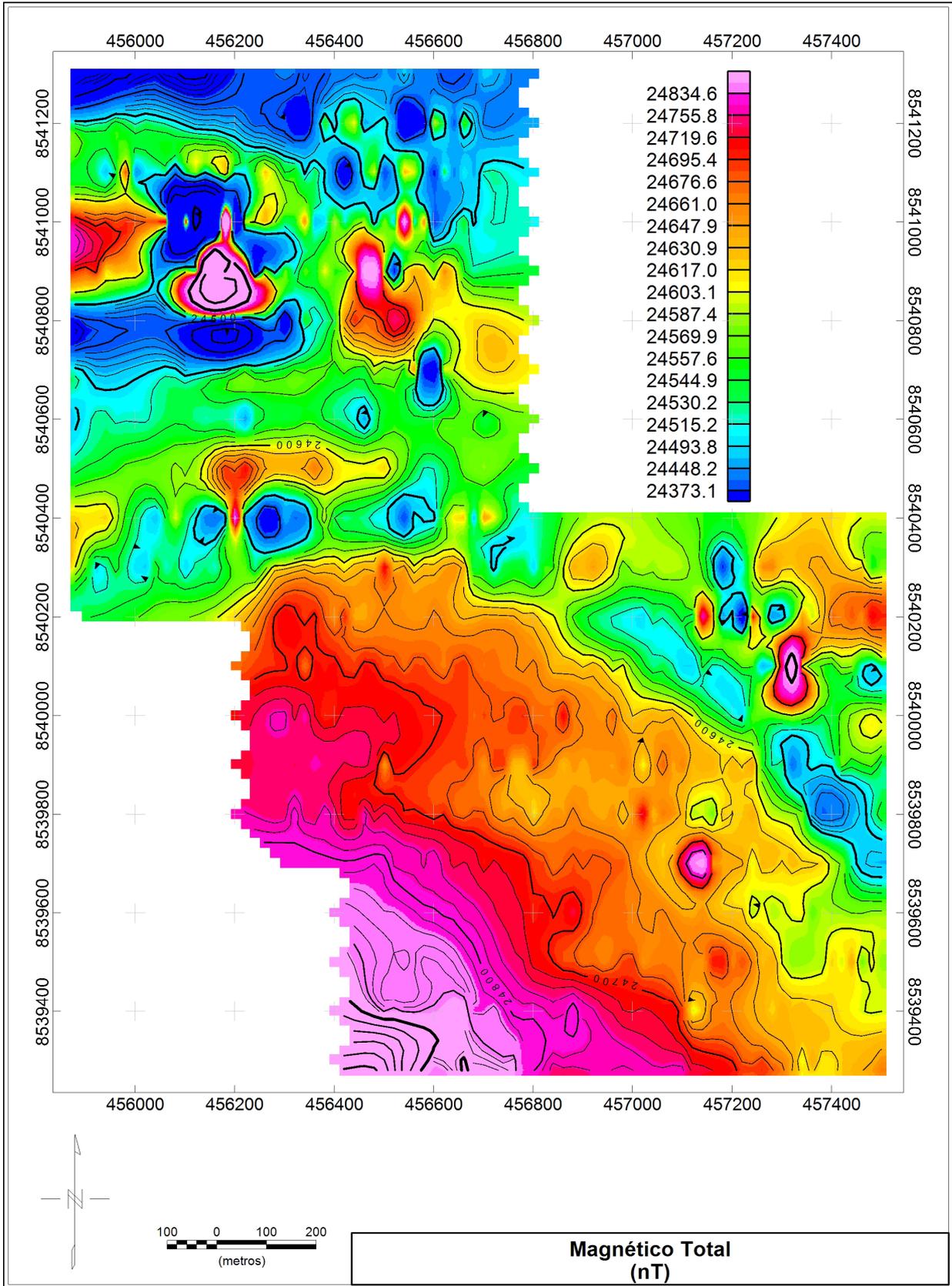


Figura 4.6: Mapa do campo magnético total.

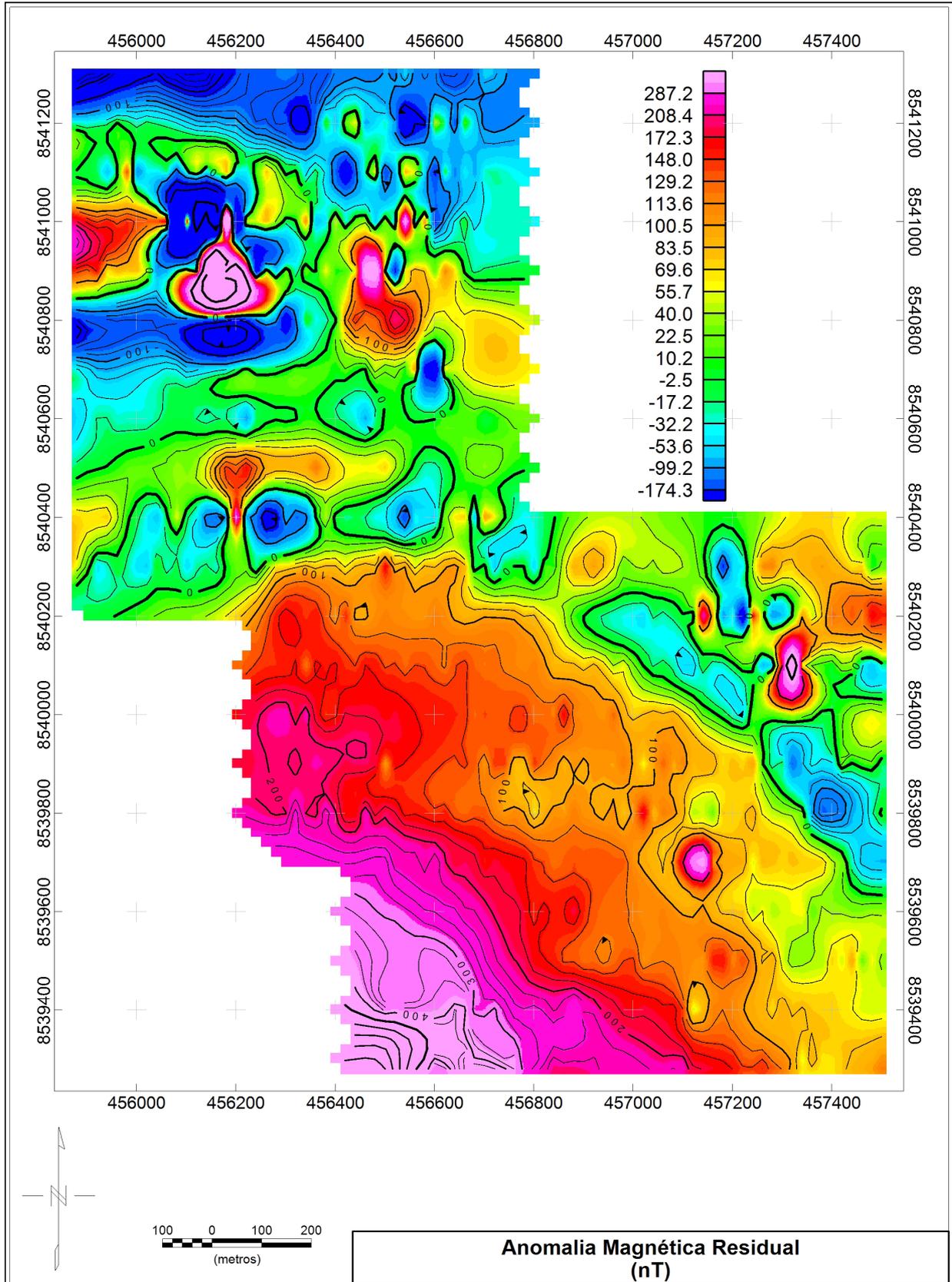


Figura 4.7: Mapa do campo magnético residual.

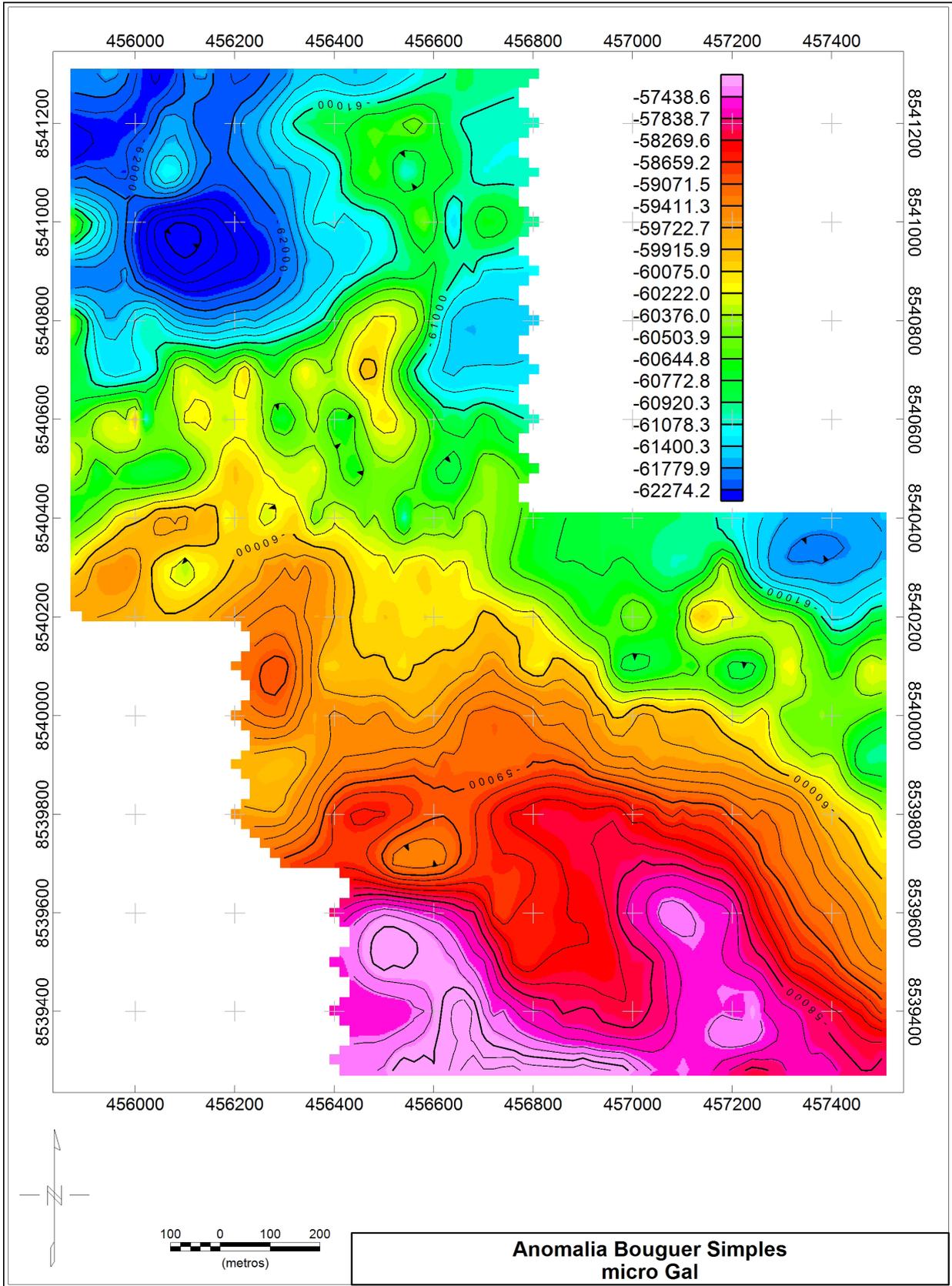


Figura 4.8: Mapa de anomalia Bouguer simples.

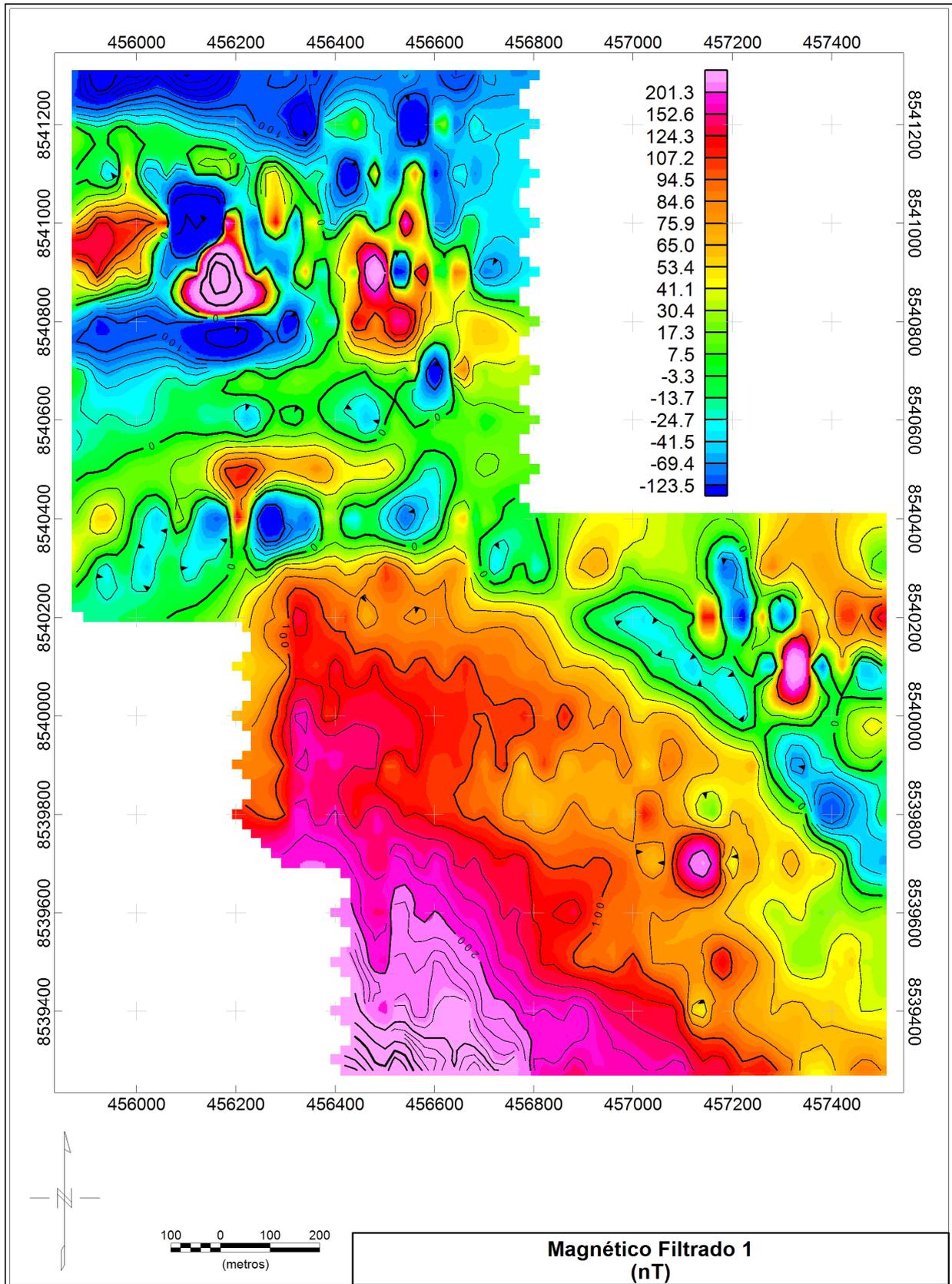


Figura 4.9: Mapa magnético filtrado 1, correspondente à metade da frequência de Nyquist.

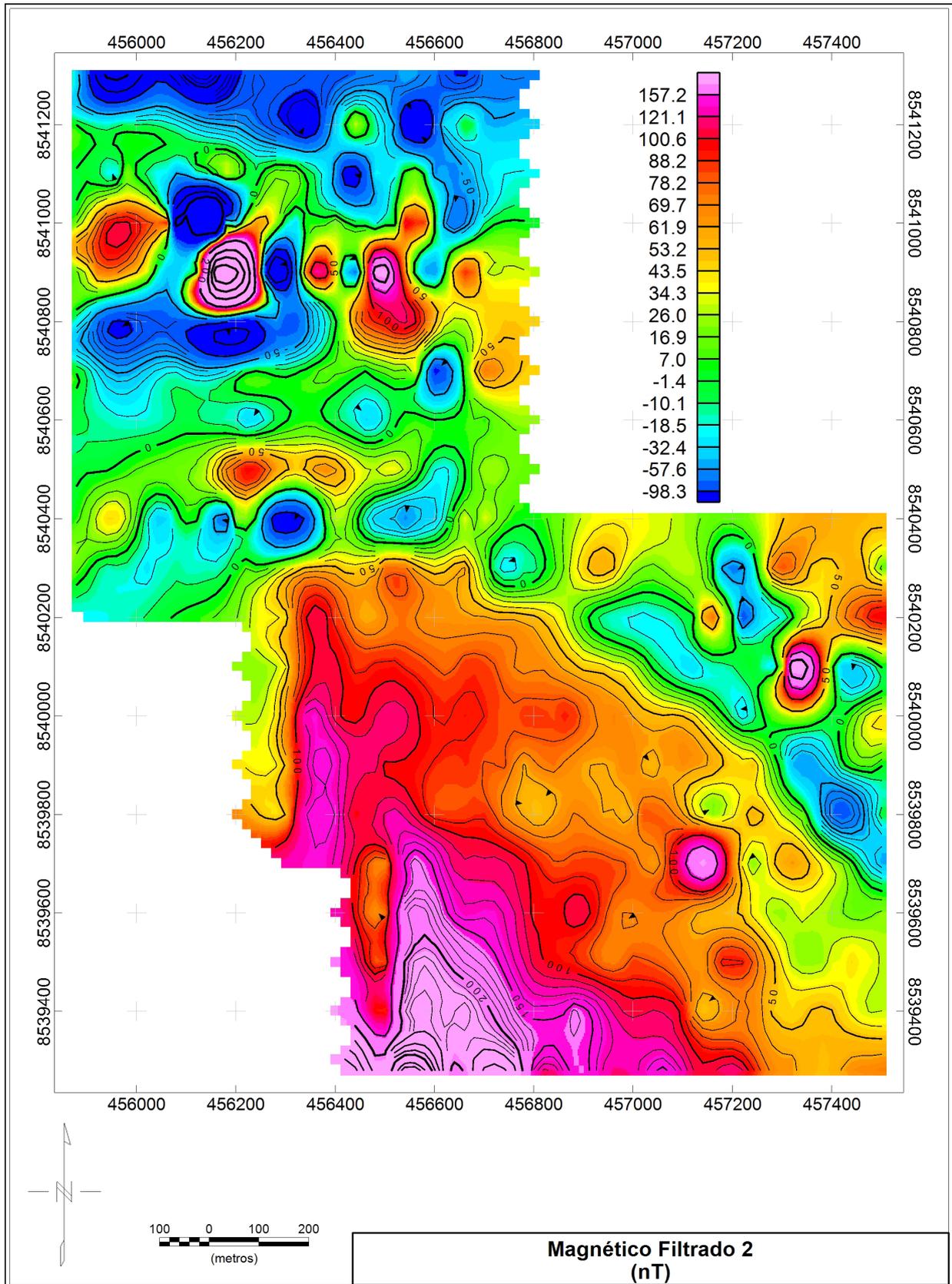


Figura 4.10: Mapa magnético filtrado 2, correspondente a um quarto da frequência de Nyquist.

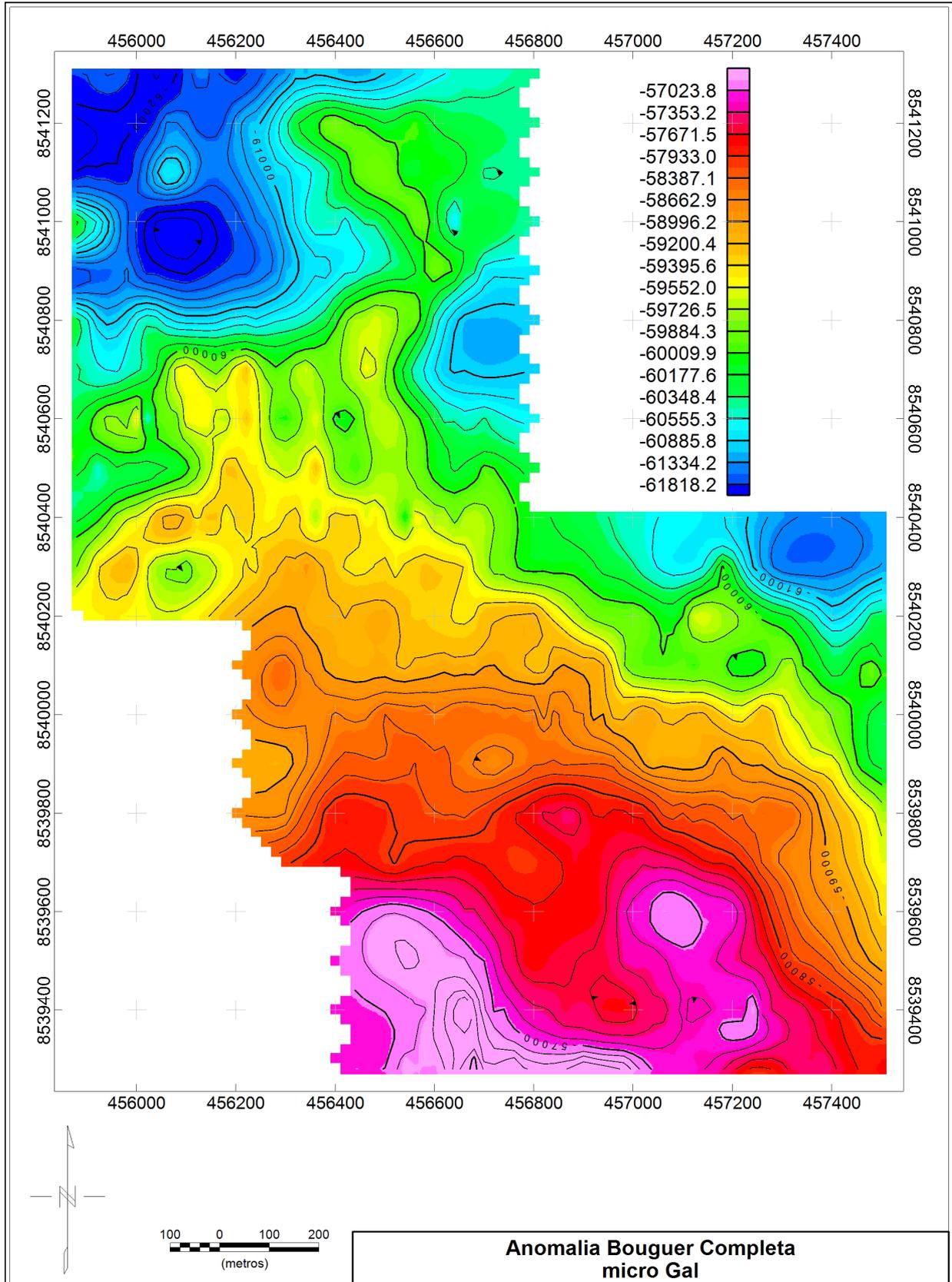


Figura 4.11: Mapa de anomalia Bouguer completo.

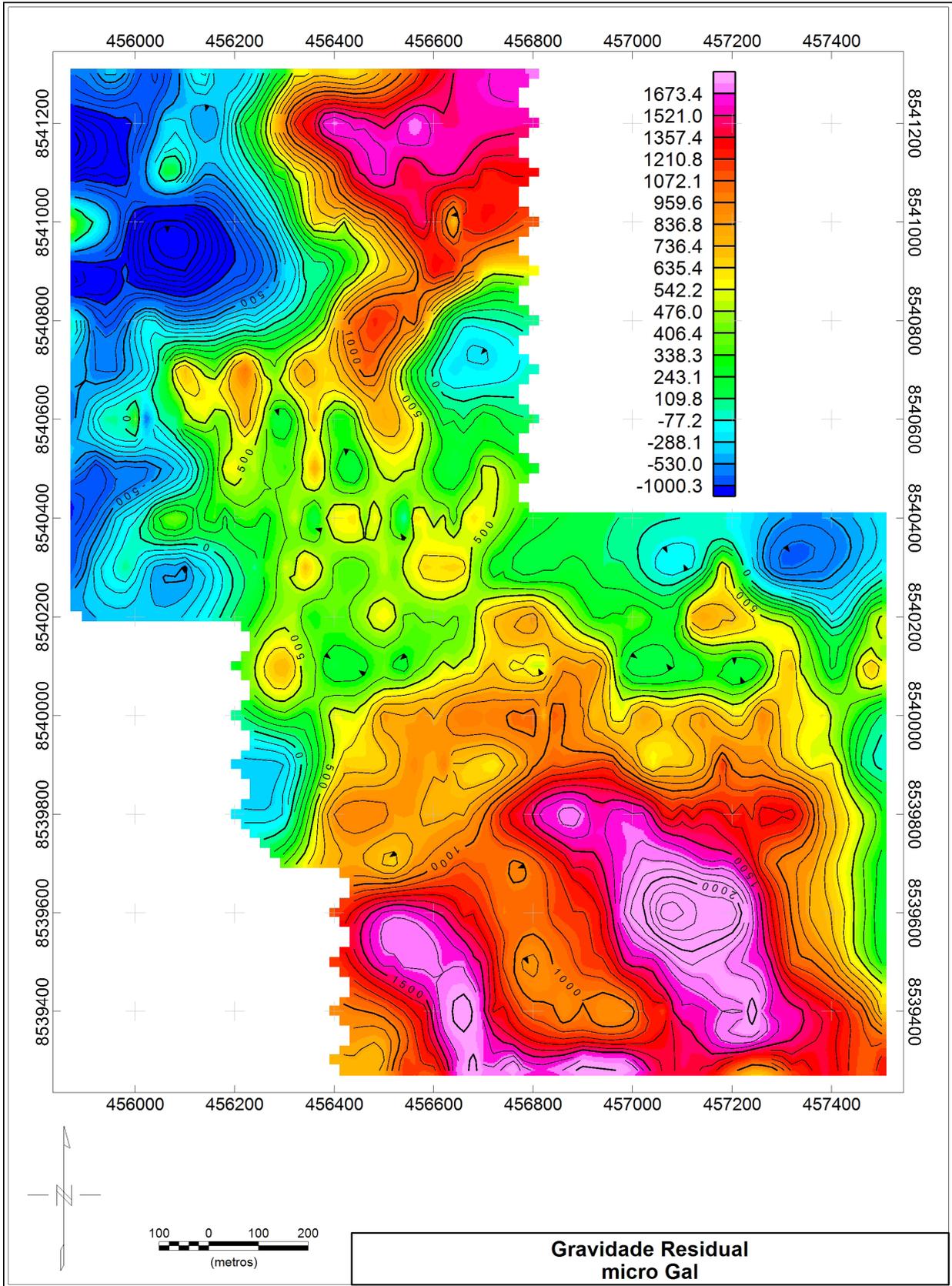


Figura 4.12: Mapa de gravidade residual.

4.3.1 Interpretação Magnética

Entre os mapas filtrados magnéticos há uma leve diferença de resolução. Entretanto, em ambos os mapas é possível visualizar novamente dois ambientes distintos. O primeiro (PM1) ocupa quase toda a área 9-1 e um pedaço da área 9-2 a NE, enquanto que o segundo (PM2) compreende a maior parte da área 9-2 e uma pequena faixa a SE da área 9-1 (figura 4.13).

No primeiro ambiente (PM1), observa-se uma heterogeneidade e verifica-se a presença de anomalias dipolares de grandes amplitudes (com picos de até 270 nT e cavas chegando a -120 nT) as quais podem ser atribuídas a lineamentos presentes na região, com direção próxima a E-W (L2 e L3). Também é possível notar a presença de um lineamento (L1) de direção N60°W aproximadamente, entre as províncias destacadas (figura 4.14). O segundo ambiente (PM2) apresenta uma homogeneidade, tendo valores magnéticos superiores a 60 nT, com uma anomalia (AM1) de grande expressão significativa a SW na área 9-2, a qual é recomendável uma posterior análise para identificação da existência de magnetização remanente de possíveis formações ferríferas (figura 4.14).

4.3.2 Interpretação Gravimétrica

No mapa de anomalia Bouguer completo visualizamos duas províncias distintas. A primeira (PG1) ocupa quase toda a área 9-1 e a porção NE da área 9-2 e é predominada por baixos gravimétricos, enquanto que a segunda (PG2) compreende a maior parte da área 9-2 e uma pequena faixa a SE da área 9-1, predominando a presença de altos gravimétricos (figura 4.15).

A província negativa (PG1) pode ser associada, além de ao domínio das coberturas, a presença do fácies granulítica e de rochas plutônicas com maior teor de sílica. A segunda província (PG2) pode ser relacionada ao domínio de rochas plutônicas mais máficas intercaladas com formações ferríferas.

Entre as províncias destacadas podemos identificar a presença de dois lineamentos significativos. O primeiro (L1) indo da porção mais a SW da área 9-1 até a porção NE da área 9-2 com direção aproximada de N60°W e o segundo (L2) a SW da área 9-1 com direção aproximada de N45°E (figura 4.16). Podemos também observar a existência de três lineamentos menores. O primeiro (L3) a oeste da área 9-2 com direção N-S; o segundo (L4) acompanhando os picos das parte ao sul da área 9-2, com direção N45°W aproximadamente; e o terceiro (L5) com direção aproximada N45°E cortando as províncias.

Ao analisarmos o mapa gravimétrico residual, observamos novamente províncias negativas e positivas (figura 4.17). Entretanto, com uma certa diferença. Agora possuímos duas províncias positivas. Uma correspondente à anterior (PGR2), onde observamos dois altos gravimétricos bem definidos, AG1 e AG2 (figura 4.18), os quais podem estar associados a

um corpo ferrífero, sendo interessante, posteriormente, a realização de uma modelagem para melhor caracterizar a anomalia. A nova província gravimétrica positiva (PGR3) pode estar associada a rochas granulíticas mais básicas relacionadas aos terrenos metamórficos do embasamento do Bloco Jequié. A província negativa (PGR1) agora se estende na direção N-S e concentra-se mais a oeste da área 9-1, mas ela continua associada ao fácies granulito e às rochas plutônicas mais silicosas.

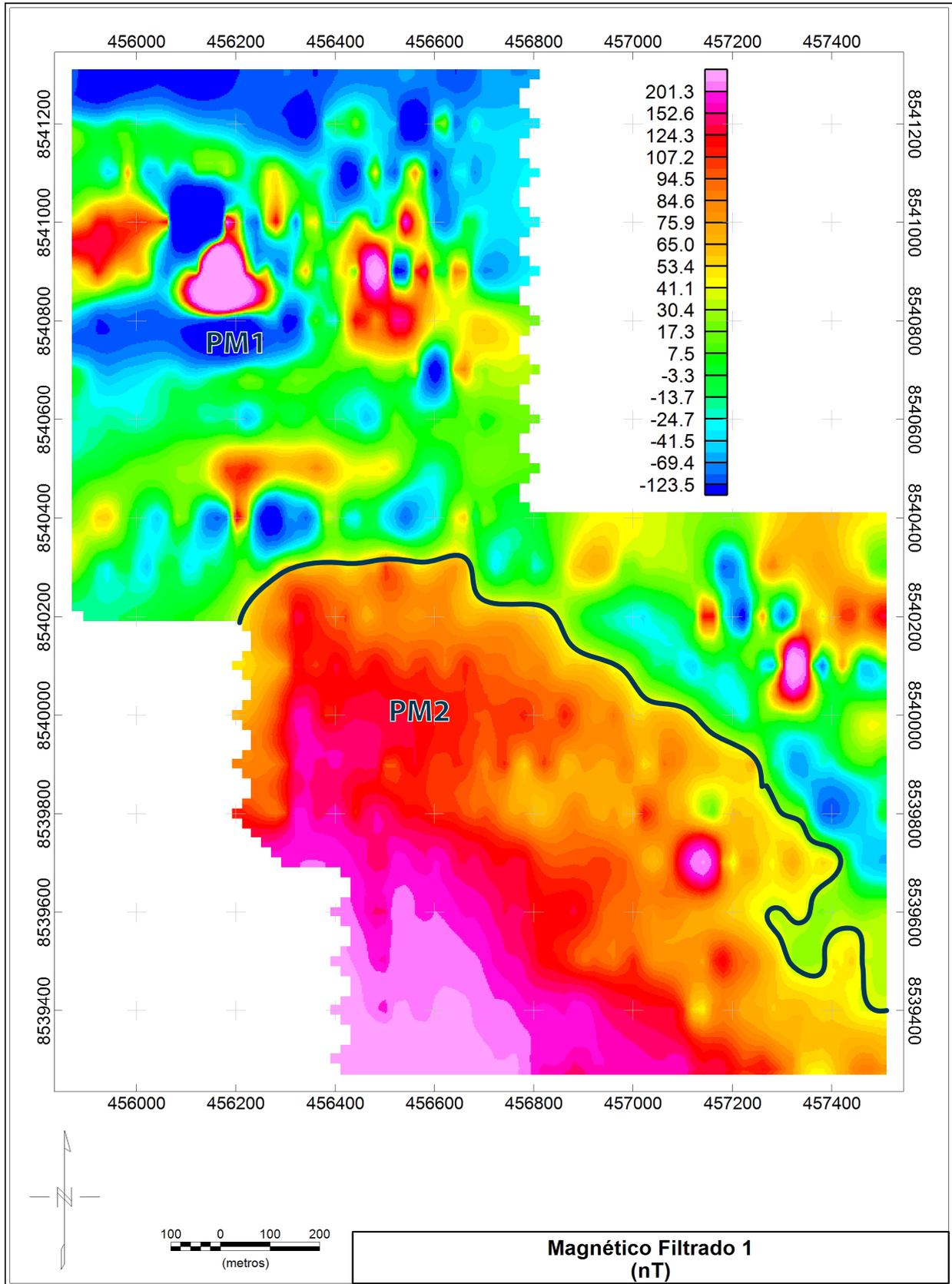


Figura 4.13: Mapa magnético filtrado 1 com a separação das províncias PM1 e PM2.

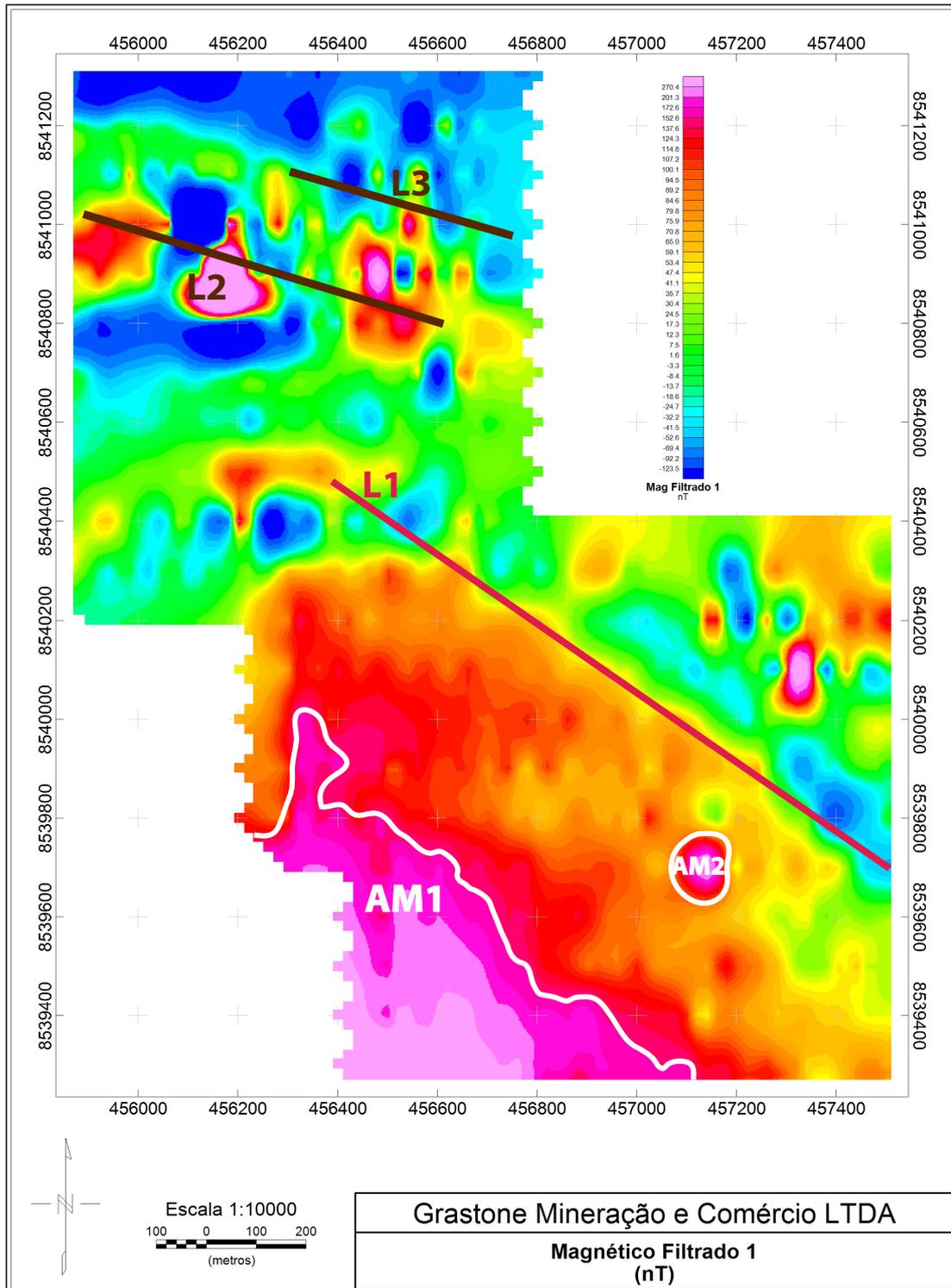


Figura 4.14: Mapa magnético filtrado 1 destacando os lineamentos L1, L2, L3 e a anomalia AM1.

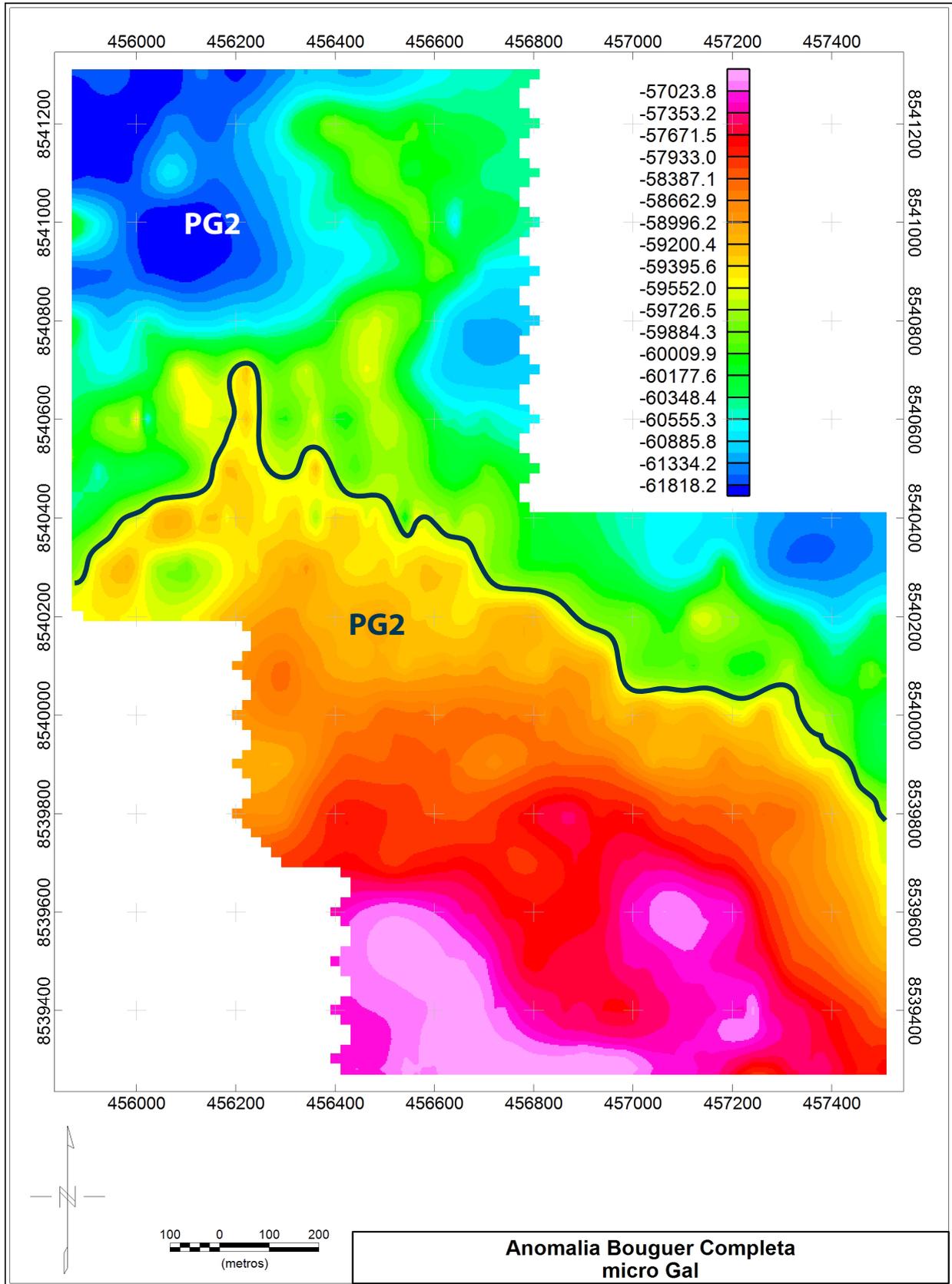


Figura 4.15: Mapa de anomalia Bouguer completo com a separação das províncias PG1 e PG2.

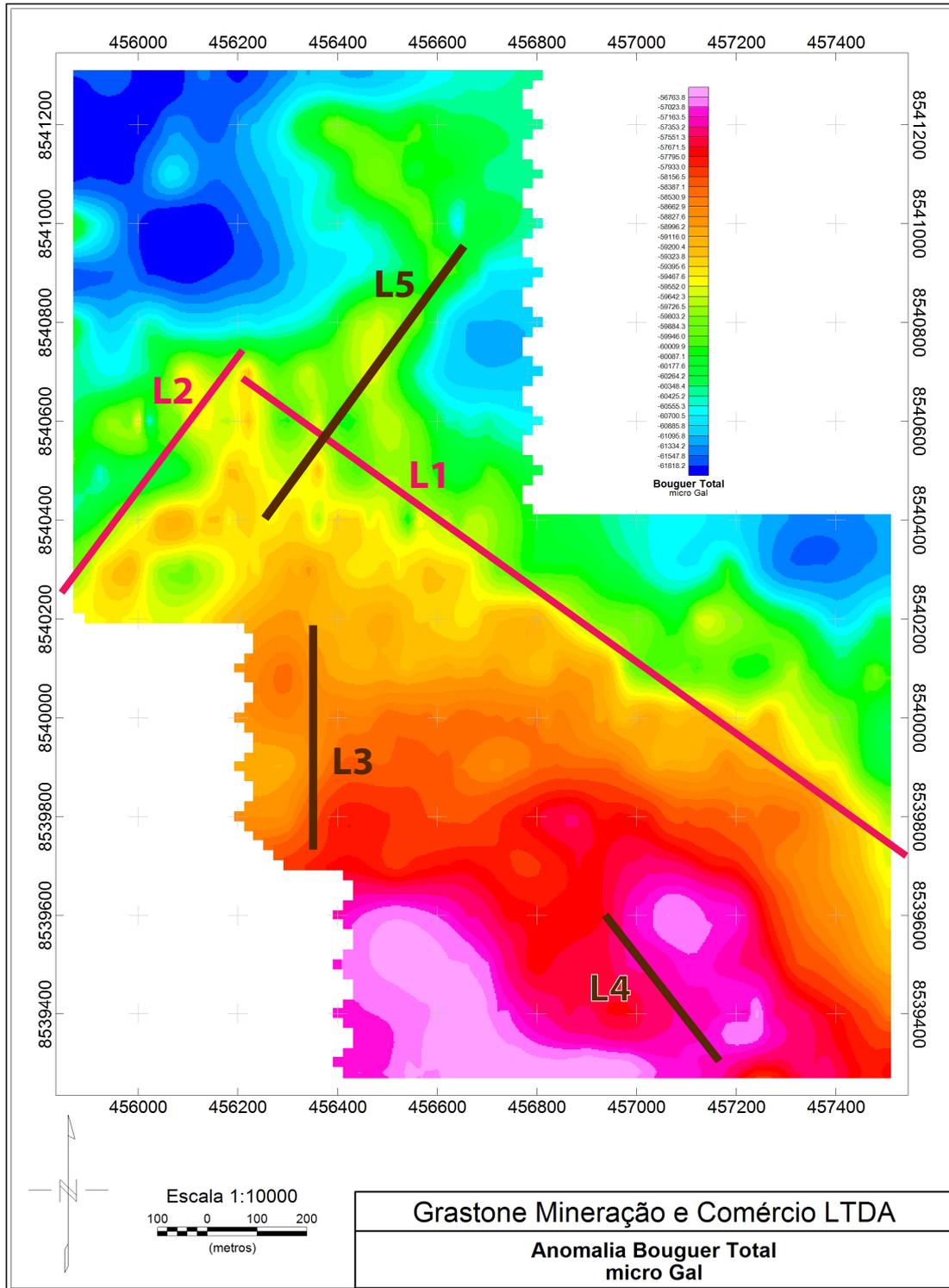


Figura 4.16: Mapa de anomalia Bouguer completo destacando os lineamentos L1, L2, L3, L4 e L5.

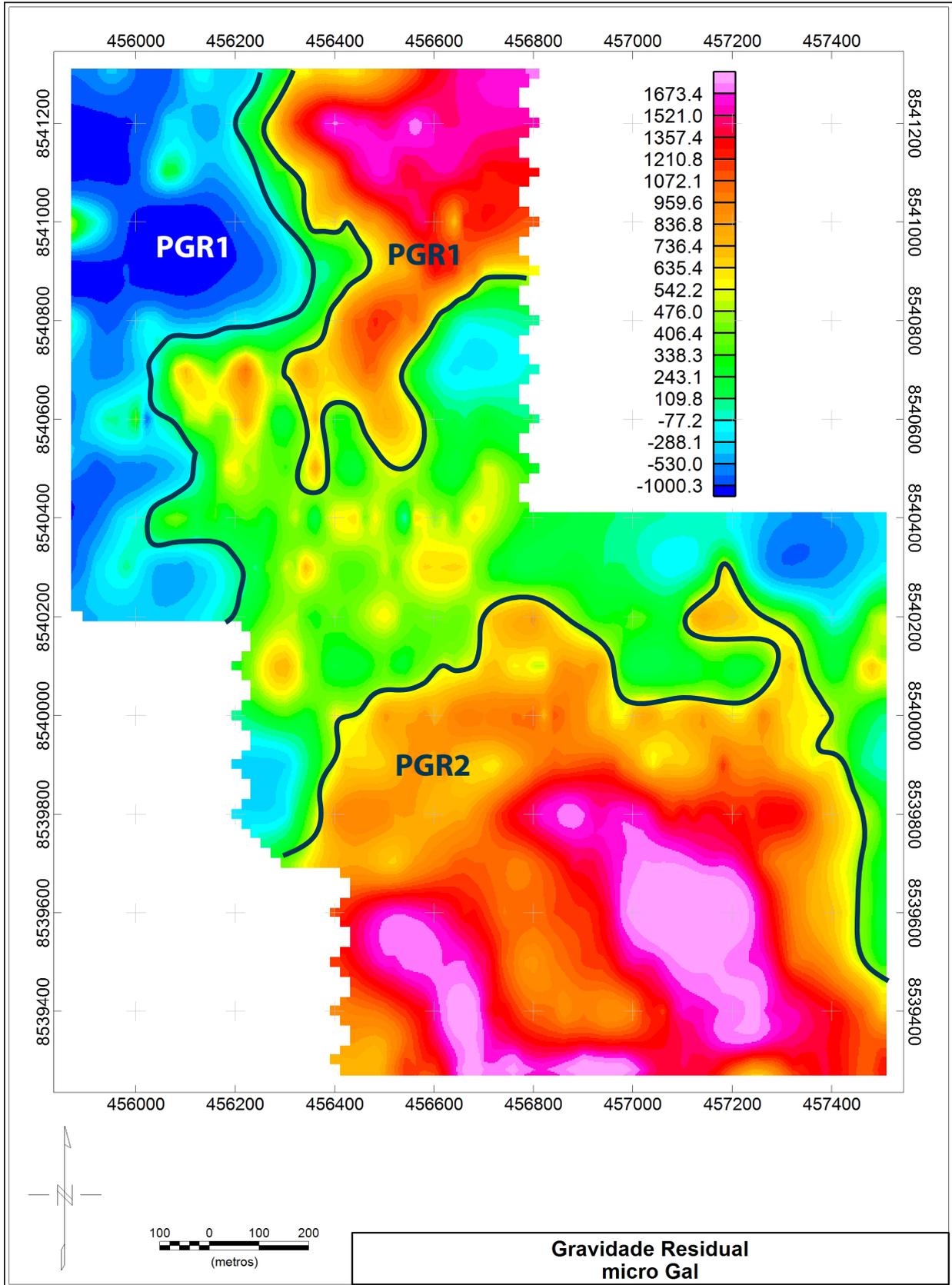


Figura 4.17: Mapa gravimétrico residual com a separação das províncias PGR1, PGR2 e PGR3.

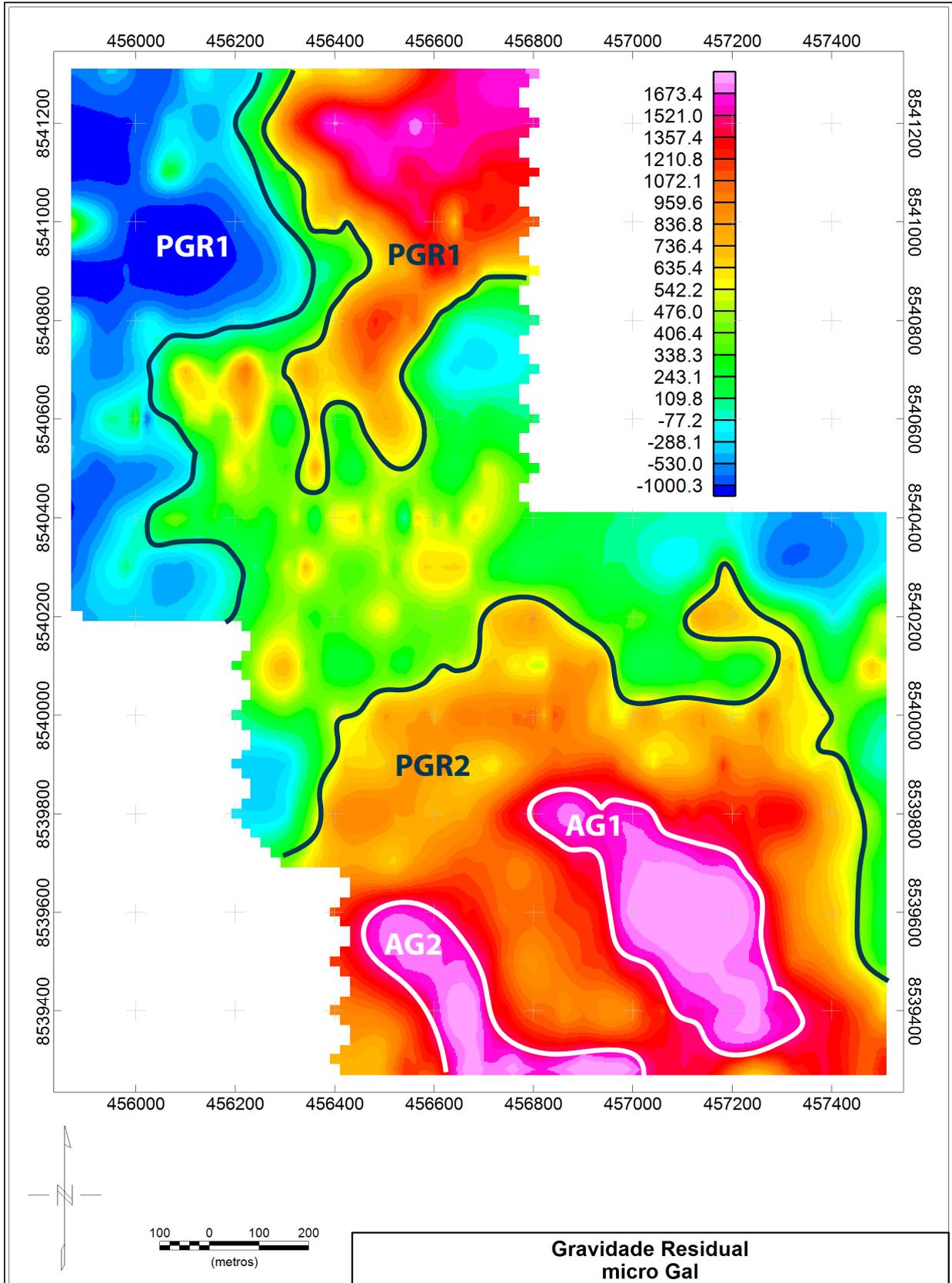


Figura 4.18: Mapa gravimétrico residual destacando as anomalias AG1 e AG2.

Em todos os mapas, foi possível observar uma tendência favorável à presença de minério de ferro na porção S-SW da área 9-2. Deste modo, é recomendável a realização de modelagens geofísicas e de furos de sondagem para melhor caracterizar o corpo fonte presente em subsuperfície e realizar uma melhor interpretação da área estudada.

CAPÍTULO 5

Conclusões

Com o intuito de localizar possíveis corpos de minério de ferro, foram realizados levantamentos gravimétricos e magnéticos em uma área do município de Laje, Bahia, para a exploração mineral.

Os resultados obtidos e discutidos no Capítulo 4, mostram uma correlação coerente e satisfatória da geologia do Bloco Jequié (onde a área está inserida) com as respostas magnéticas e gravimétricas encontradas, além da identificação de anomalias que podem estar associadas a possíveis corpos ferríferos.

As correções e os processamentos realizados, tanto para gravimetria quanto para a magnetometria, nos permitiram fazer uma interpretação qualitativa dos dados, uma vez que com esses processos obtivemos uma melhor resolução das anomalias magnéticas e gravimétricas. Deste modo, observou-se uma tendência forável à presença de minério de ferro na porção mais ao sul da área estudada.

Para uma interpretação mais apurada dos dados magnéticos e gravimétricos, é aconselhável a realização de modelagens, além da integração destes dados com os dados de VLF, também coletados mas não utilizados neste trabalho, e a realização de furos de sondagem para uma melhor caracterização da área estudada.

Neste trabalho, então, verificou-se a eficiência da aplicação dos métodos potenciais de gravimetria e magnetometria para estudos referentes à exploração mineral, no caso, a exploração de minério de ferro. Além de se observar, mais uma vez, a correspondência da resposta geofísica com a geologia local.

Agradecimentos

Em primeiro lugar agradeço a Deus e a todos os espírito de luz que se fazem presentes em minha vida, me guiando e conduzindo através dos obstáculos encontrados ;

Agradeço a minha mãe, Patrícia, ao meu pai, Raimundo, e a minha irmã, Clara, por terem me apoiado ao longo deste caminho, comemorando as vitórias e me apoiando nos momentos mais complicados;

As minhas tias, Suely e Adriana, a minha avó Vanilde, ao meu avó Walteon e a minha prima Luiza pelas orações e por estarem presente em todos os momentos na minha vida;

A minha avó Iaiá (*in memoriam*) pelo carinho;

A todos os meus amigos, Fernanda, Carla, Eduardo, Diogo, Juan, Luiza e Juliana pelo apoio, pelas risadas e momentos de descontração.

Aos meus colegas e amigos que fiz durante essa jornada na universidade;

À dona Ana d'Ó, a Jacira, "queridinha", a Emerson e a Sérgio Freire por todo auxílio dado;

Ao professor Edson E. S. Sampaio, meu orientador, pelas lições passadas dentro e fora da sala de aula.

Ao professor Luiz César Corrêa-Gomes, por sua orientação inicial;

A todos os professores do curso de Geofísica pelo esforço ao passar conhecimento com respeito as disciplinas.

Ao Projeto Rife pelo incentivo na forma de bolsa de estudo, que me ajudou muito em certos momentos;

A Grastone Mineração e Comércio Ltda. por ter permitido o uso dos dados levantados;

A todas aquelas pessoas, não citadas aqui, mas que de alguma forma contribuíram ao longo dessa jornada.

Referências Bibliográficas

Barbosa, J. S. F. e Sabaté, P. (2002) Geological features and the paleoproterozoic collision of four archean crustal segments of the são francisco craton, bahia, brazil. A synthesis, Anais da Academia Brasileira de Ciências.

Barbosa, J. S. F.; Cruz, S. P. e de Souza, J. S. (2012) Terrenos metamórficos do embaçamento, In: *Geologia da Bahia. Pesquisa e Atualização*, vol. 1, CBPM.

Blakely, R. J. (1996) Gravity & Magnetic Applications, Cambridge University Press, Cambridge.

Carvalho, L. M. M. (2006) Integração de dados de geofísica aérea aplicada a geologia e a prospecção mineral no Distrito Esmeraldífero de Itabira-ferros, Quadrilátero Ferrífero, MG, Tese de doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil.

Fornari, A. e Barbosa, J. S. F. (1994) Litogeoquímica do batólito enderbítico-charnockítico do Complexo Jequié, na região de Laje e Mutuípe, Bahia, Revista Brasileira de Geociências.

Horsfall, K. R. (1997) Airborne magnetic and gamma ray data acquisition, AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, 17:23-30.

Hugill, A. L. (1988) The New Scintrex CG-3 Autograv Gravity Meter: Description and test results, ASEG/SEG Conference, Australia.

Kearey, P.; Brooks, M. e Hill, I. (2009) Geofísica de exploração, Oficina de textos.

Nagata, T. (1961) Rocks; magnetic properties, In: *Rock magnetism*, Revised Edition, MARUZEN COMPANY LTD., Tokyo.

Parasnis, D. S. (1979) Principles of applied geophysics, Chapman & Hall, London SEI SHN, UK.

Seigel, H. O. (1995) A guide to high precision land gravimeter surveys.

Silva, R. W. S. e Sampaio, E. E. S. (1973) Filtragens aplicadas a levantamentos com os métodos magnéticos e AFMAG, In: *Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Geologia*, pp. 365-371.

Telford, W. M.; Geldart, L. P. e Sheriff, R. E. (1990) Applied Geophysics, Cambridge University Press.

Whitham, K. (1960) Measurement of the geomagnetic elements, In: *Methods and Techniques in Geophysics*, vol. 1, Interscience Publishers, a division of John Wiley Sons, New York.