

Rodrigo da Silva Canário

**Estudo do tectonismo na Bacia do Solimões
através de *Backstripping* (1D) e Métodos
Potenciais**

Niteroi (RJ)

março de 2017

Rodrigo da Silva Canário

**Estudo do tectonismo na Bacia do Solimões através de
Backstripping (1D) e Métodos Potenciais**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Dinâmica dos Oceanos e da Terra
Orientador: Cleverson Guizan Silva, Doutor

Universidade Federal Fluminense - UFF

Dinâmica dos Oceanos e da Terra

Programa de Pós-Graduação

Orientador: Cleverson Guizan Silva

Niteroi (RJ)

março de 2017

Rodrigo da Silva Canário

Estudo do tectonismo na Bacia do Solimões através de *Backstripping* (1D) e Métodos Potenciais/ Rodrigo da Silva Canário. – Niteroi (RJ), março de 2017-165 p. : il. (algumas color.) ; 30 cm.

Orientador: Cleverson Guizan Silva

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal Fluminense - UFF
Dinâmica dos Oceanos e da Terra
Programa de Pós-Graduação, março de 2017.

1. Palavra-chave1. 2. Palavra-chave2. 2. Palavra-chave3. I. Orientador. II. Universidade xxx. III. Faculdade de xxx. IV. Título

Rodrigo da Silva Canário

**Estudo do tectonismo na Bacia do Solimões através de
Backstripping (1D) e Métodos Potenciais**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Dinâmica dos Oceanos e da Terra
Orientador: Cleverson Guizan Silva, Doutor

Trabalho aprovado. Niteroi (RJ), março de 2017:

Cleverson Guizan Silva
Orientador

André Luiz Ferrari
Avaliador 1

Antonio Fernando Menezes Freire
Avaliador 2

Victor Hugo Guimarães Pinto
Avaliador 3

Niteroi (RJ)
março de 2017

*Este trabalho é dedicado às crianças adultas que,
quando pequenas, sonharam em se tornar cientistas.*

Agradecimentos

Os agradecimentos principais são direcionados aos meus pais: Francisco e Sandra, pelo patrocínio afetivo e financeiro.

Aos meus amigos mais próximos, em especial: Jonne, Kenji e Victor; que deram conselhos técnicos e compartilharam de vários momentos da graduação e pós-graduação.

Ao meu orientador, Cleverson Guizan, por ter acreditado desde o início nesse projeto.

*Não vos amoldeis às estruturas deste mundo,
mas transformai-vos pela renovação da mente...*
(Bíblia Sagrada, Romanos 12, 2)

Resumo

A Bacia do Solimões é uma das sinéclises paleozóicas do Brasil e um alto estrutural interno, o Arco de Carauari, a divide em duas Sub-bacias: Jandiatuba e Juruá, localizadas na porção oeste e leste, respectivamente.

Esta dissertação utiliza dados de gravimetria e magnetometria recentemente adquiridos para mapear grandes feições estruturais e estimar suas profundidades. Para tanto foram aplicadas algumas técnicas de realce como: amplitude do sinal analítico, 1^a derivada vertical e gradiente horizontal, cada vez mais usadas no auxílio à interpretação.

Paralelamente a isso foram utilizados dados de poços para alimentar um *script* em código de MatLab para automatizar os cálculos de *backstripping*(1D) para a bacia, gerando resultados que foram interpretados poço-a-poço e comparados a outras bacias intracratônicas.

Abstract

The Solimões Basin is one of the paleozoic synclines of Brazil, and an internal structural high, the Carauari Arch, divides it into its Sub-basins: Jandiatuba and Juruá, located in the western and eastern portions, respectively.

This dissertation uses recently acquired gravimetry and magnetometry data to map large structural features and estimate the depths of the associated sources. In order to do that, some highlight techniques were applied such as: amplitude of the analytical signal, the 1st vertical derivative and the horizontal gradient, frequently used in the interpretation aid.

Added to this, well log data were used to work with a MatLab code *script* to automate the *backstripping* (1D) calculations for the basin, generating results that were interpreted well-to-well and compared to other intracratonic basins.

Lista de ilustrações

Figura 1.0.1–Mapa com os principais rios, cidades e coberturas sedimentares da área de estudo. O polígono em preto representa a área de estudo deste trabalho (CPRM, 2003)	19
Figura 1.0.2–Hidrografia e relevo (SRTM) da região onde está inserido o Bloco Jandiatuba (CPRM, 2003).	20
Figura 1.0.3–Polígono de aerolevantamento do Bloco Jandiatuba (em azul) na Bacia do Solimões (Clark, 2002). A área com tom alaranjado delimita a cobertura Paleozóica.	20
Figura 2.0.1–Bacias sedimentares classificadas em função do fator de estiramento (Allen & Allen, 2005).	22
Figura 2.0.2–Modelos de Rifteamento. (a) Rifteamento passivo causado por campos de esforços distensivos que causam o afinamento da litosfera e ascensão passiva da astenosfera; (b) Uma pluma mantélica quente força o seu caminho rumo à crosta causando elevação topográfica na região e provocando extiramento litosférico (Allen & Allen, 2005).	23
Figura 2.0.3–Modelos de margens passivas, ou margens conjugadas. Em (a) Margens simétricas (pure shear); e em (b) margens assimétricas com grande falhamento lístrico (detachment fault) (Allen & Allen, 2005).	24
Figura 2.0.4–Esquema ilustrativo com as considerações numéricas do modelo de McKenzie 1978. (a) A litosfera crustal e subcrustal se estira no sentido horizontal e afina uniformemente no sentido vertical; (b) A consideração sobre a média das temperaturas crustal e subcrustal a partir de uma isoterma fixa no momento pré-estiramento; (c) Isotermas que acompanham o estiramento instantâneo. O total da temperatura é resultado tanto da isoterma monótona (steady) como do transiente de temperatura que opera em função do tempo (Allen & Allen, 2005).	25
Figura 2.0.5–Resposta isostática para cada profundidade de necking. (a) Uma profundidade rasa de necking resultando numa flexura negativa da litosfera. (b) Necking a grande profundidade resultando numa flexura positiva da litosfera (Allen & Allen, 2005).	26
Figura 2.0.6–Curvas de subsidência tectônica de bacias intracratônicas (Angevine, Heller e Paola, 1990).	27
Figura 2.0.7–Mapa geológico simplificado da Bacia de Michigan. Modificado de Nunn et al., 1984.	27
Figura 3.0.1–Localização da Bacia do Solimões, do Amazonas, e do Parnaíba com os respectivos arcos que delimitam a divisão entre elas. (Fonte: Clark (2002))	28

Figura 3.0.2–Compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico. Fonte: Cunha (2005). Modificado de Cordani et al. (2000).	29
Figura 3.0.3–Limites da Bacia do Solimões e sua subdivisão interna marcada pelo Arco de Carauari. O polígono em azul marca a área do aerolevante dos métodos potenciais. Modificado de Clark (2002).	30
Figura 3.0.4–Exemplo de linhas sísmica mostrando as falhas reversas na Bacia do Solimões. Elas afetam até as soleiras de diabásio (Costa, 2002).	31
Figura 3.0.5–Mapa Tectônico com destaque para os <i>trends</i> (em pontilhado) e para o Megacisalhamento Solimões (em tracejado) (Clark, 2002).	32
Figura 3.1.1–Mapa estrutural da Bacia do Solimões com as principais feições. A parte oeste da Bacia do Solimões foi soerguida e teve sua área consideravelmente reduzida. Parte do embasamento pré-cambriano foi exposto ao longo do Jurássico tardio (área vermelha) e preenchido ao longo do Cretáceo e do Cenozóico. Modificado de Caputo (1991).	33
Figura 3.1.2–Seções estruturais A-B (longitudinal) e C-D (transversal) localizadas na figura 3.1.1. Os depósitos sedimentares do Cenozóico e do Cretáceo não foram afetados por falhamentos. Modificado de Caputo (2014).	33
Figura 3.1.3–(a) Análises geoquímicas em relação à profundidade das três soleiras de diabásio na Bacia do Solimões (De Alves et al., 2002 modificado por (Filho et al., 2006).	35
Figura 3.1.4–Carta estratigráfica da Bacia do Solimões (Eiras <i>et al.</i> , 1994)	37
Figura 3.1.5–Tabela de litologias encontradas na Bacia do Solimões. Fonte: Adaptado de Eiras (1998) e Filho et al. (2005).	38
Figura 4.0.1–Exemplo de regressão linear. Modificado de Watts & Steckler (1981)	40
Figura 4.0.2–Equação <i>Backstripping</i> (Watts & Steckler, 1981)	42
Figura 4.0.3–Ilustração de um cilindro vertical mostrando a altura de água h_w , dos sedimentos h_g , e altura total h_t	44
Figura 4.0.4–Os pontos pretos indicam as medidas de porosidade. A linha cheia é curva exponencial ajustada para relação porosidade x profundidade do poço Cost B-2 (Watts & Steckler, 1979)	46
Figura 4.0.5–Sumário das curvas de porosidade x profundidade para diferentes litologias, as linhas cheias representam as curvas que não assumem nenhum grau de cimentação, as linhas pontilhadas assumem cimentação (Bond & Kominz, 1984)	47
Figura 4.0.6–Esquema mostrando as sucessivas descompactações das camadas (Modificado de (Allen & Allen, 2013)	48
Figura 5.0.1–Tempos de trânsito para diferentes litologias. Retirado de Petrowiki-SPE (Society of Petroleum Engineers).	51

Figura 6.1.1–(a) Aproximação do campo geomagnético por um dipolo inclinado em relação ao eixo de rotação da Terra. Os pólos magnéticos reais não coincidirem com o pólo geomagnético do dipolo ou dos pólos geográficos. PIB - pólo norte geomagnético, GSP - geomagnético pólo sul, ME - equador magnético, NP - pólo norte geográfico, e SP - pólo geográfico sul. VMI - intensidade magnética vertical. (b) Elementos que definem o campo geomagnético (F). A direcção do campo é definida por os ângulos de inclinação (Inc) e declinação (dec) (Dentith & Mudge, 2014).	54
Figura 6.1.2–(a) Os mapas do IGRF de 2004. (a) Intensidade (nT), (b) Inclinação (graus), (c) Declinação (graus). GNP - Geomagnetic North Pole, GSP - Geomagnetic South Pole, ME – Magnetic Equator, MNP - Magnetic North Pole, MSP - Magnetic South Pole, NP - North Geographic Pole, e SP – South Pole. (Dentith & Mudge, 2014).	55
Figura 6.1.3–As variações do CMT de curto período temporal. (a) Variações diurnas, (b) tempestade magnética, e (c) micropulsações (Dentith & Mudge, 2014).	56
Figura 6.2.1–Esquema de reduções gravimétricas em ordem de operação. Modificado de (Dentith & Mudge, 2014)	57
Figura 6.3.1–Fluxograma de processamento de filtragem dos dados potenciais	61
Figura 6.3.2–Ilustração esquemática da Transformada de Fourier para uma onda senoidal. Modificado de Brigham (1974).	63
Figura 6.3.3–Filtros usados a partir dos dados de magnetometria com os respectivos operadores matemáticos. ASA (ASA - Nabighian, 1972,1974; Roest et al., 1992); GHT (THDR - Cordell & Grauch, 1985); ISA (TDR, Miller & Singh, 1994); GHT-ISA (TDR-THDR - Verduzco et al., 2004); Theta map (Wijns et al., 2005); IGHT (TDX - Cooper & Cowan, 2006)	67
Figura 7.1.1–Área do aerolevantamento de dados potenciais do projeto 0001_ <i>SOLIMOES_JANDIA</i>	
Figura 7.2.1–Localização dos poços no mapa estrutural da Bacia do Solimões. Modificado de Caputo (1991).	72
Figura 7.2.2–Exemplo da digitalização do perfil sônico feita nos poços.	73
Figura 7.2.3–Exemplo da digitalização do perfil sônico feita nos poços	73
Figura 7.2.4–Dados do poço 1-BRSA-769-AM.	74
Figura 7.2.5–Dados do poço 1-BRSA-835-AM.	75
Figura 7.2.6–Dados do poço 1-JR-0001-AM.	76
Figura 7.2.7–Dados do poço 6-BRSA-0024-AM.	77
Figura 8.1.1–Mapa de anomalia bouguer.	79
Figura 8.1.2–Mapa de anomalia bouguer interpretado.	80
Figura 8.1.3–Mapa da 1a derivada vertical de anomalia bouguer.	82
Figura 8.1.4–Mapa da 1a derivada vertical de anomalia bouguer interpretado. . . .	83
Figura 8.1.5–Mapa isostático anomalia bouguer.	85

Figura 8.1.6–Mapa isostático de anomalia bouguer interpretado.	86
Figura 8.2.1–Gráfico do espectro de potência dos dados gravimétricos.	88
Figura 8.2.2–Comprimentos de onda da gravimetria (Bouguer) e estimativa dos topos para as fontes associadas às anomalias.	88
Figura 8.3.1–Mapa do Campo Magnético Total (TMI).	89
Figura 8.3.2–Mapa do Campo Magnético Total (TMI) interpretado.	90
Figura 8.3.3–Mapa de gradiente horizontal.	92
Figura 8.3.4–Mapa de gradiente horizontal interpretado.	93
Figura 8.3.5–Mapa da 1ª derivada horizontal.	95
Figura 8.3.6–Mapa da 1ª derivada horizontal interpretado.	96
Figura 8.3.7–Mapa da Amplitude do Sinal Analítico (ASA).	98
Figura 8.3.8–Mapa da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) interpretado.	99
Figura 8.4.1–Gráfico do espectro de potência dos dados magnéticos.	100
Figura 8.4.2–Comprimentos de onda do Campo Magnético Total (TMI) e estimativa dos topos para as fontes associadas.	101
Figura 8.5.1–Mapa da amplitude do sinal analítico (ASA) com filtro passa alta para o número de onda 0.141.	102
Figura 8.5.2–Mapa da amplitude do sinal analítico (ASA) com filtro passa alta para o número de onda 0.141 interpretado.	103
Figura 8.5.3–Mapa do gradiente horizontal com filtro passa alta para o número de onda 0.141.	105
Figura 8.5.4–Mapa do gradiente horizontal com filtro passa alta para o número de onda 0.141 interpretado.	106
Figura 8.5.5–Mapa do campo magnético total (TMI) com filtro passa alta para o número de onda 0.141.	108
Figura 8.5.6–Mapa do campo magnético total (TMI) com filtro passa alta para o número de onda 0.141 interpretado.	109
Figura 8.5.7–Mapa da amplitude do sinal analítico (ASA) com filtro passa alta para o número de onda 0.033.	111
Figura 8.5.8–Mapa da amplitude do sinal analítico (ASA) com filtro passa alta para o número de onda 0.033.	112
Figura 8.5.9–Mapa do gradiente horizontal com filtro passa alta para o número de onda 0.033.	114
Figura 8.5.10–Mapa do gradiente horizontal com filtro passa alta para o número de onda 0.033 interpretado.	115
Figura 8.5.11–Mapa do campo magnético total (TMI) com filtro passa alta para o número de onda 0.033.	117
Figura 8.5.12–Mapa do campo magnético total (TMI) com filtro passa alta para o número de onda 0.033 interpretado.	118

Figura 8.7.1–Poço 1JR-0001-AM	120
Figura 8.7.2–Poço 6BRSA-24-AM	121
Figura 8.7.3–Poço 1BRSA-769-AM	122
Figura 8.7.4–Poço 1BRSA-835-AM	123
Figura 8.7.5–Plot da subsidência tectônica de todos os poços	124
Figura 8.7.6–Curvas de Subsidência Tectônica das bacias intracratônicas de Williston, Michigan, Illinois plotadas com as curvas calculadas para cada poço da Bacia do Solimões neste trabalho	126
Figura 8.8.1–Poço 1JR-0001-AM	128
Figura 8.8.2–Poço 6BRSA-24-AM	129
Figura 8.8.3–1BRSA769-AM	130
Figura 8.8.4–Poço 1BRSA-835-AM	131
Figura 8.9.1–Poço 1JR-0001-AM	133
Figura 8.9.2–Poço 1BRSA-769-AM	134
Figura 8.9.3–Poço 1BRSA-835-AM	135
Figura 8.9.4–Poço 6BRSA-24-AM	136
Figura 8.9.5–Plot do <i>backstripping</i> de todos os poços	138

Lista de tabelas

Tabela 1 – Coordenadas da área de aquisição	68
Tabela 2 – Tabela com os tempos de trânsito de cada formação presente nos poços	74

Lista de símbolos

β	Beta
\emptyset	Phi
θ	Theta
∞	Infinito
μ	Mi
Φ	Phi maiúsculo
π	Pi
α	Alpha
γ	Gamma
λ	Lambda
δ	Delta minúsculo
Δ	Delta maiúsculo
ϕ	Phi minúsculo

Sumário

1	INTRODUÇÃO	18
2	RESUMO SOBRE A GÊNESE DE BACIAS SEDIMENTARES . . .	22
3	GEOLOGIA DA BACIA DO SOLIMÕES	28
3.1	Magmatismo	32
4	O MÉTODO <i>BACKSTRIPPING</i>	39
5	CÁLCULO DA POROSIDADE ATRAVÉS DO PERFIL SÔNICO (EQUAÇÃO DE WYLLIE)	50
6	MÉTODOS POTENCIAIS	53
6.1	Magnetometria	53
6.2	Gravimetria	56
6.3	Técnicas de Realce dos Dados Potenciais	60
7	BASE DE DADOS E PROCEDIMENTOS TÉCNICOS	68
7.1	Dados Potenciais	68
7.2	Dados de Poços	72
8	RESULTADOS	78
8.1	Gravimetria	78
8.2	Espectro de Potencia dos dados Gravimétricos	87
8.3	Magnetometria	88
8.4	Espectro de Potencia dos dados Magnetométricos	100
8.5	Mapas de Magnetometria com Filtro	101
8.6	<i>Backstripping</i>	119
8.7	Subsidência Tectônica	119
8.8	Variação da Subsidiência Tectônica (1a derivada)	127
8.9	Variação da Subsidiência Total (1a derivada)	132
9	DISCUSSÕES	139
9.1	Métodos Potenciais	139
9.2	<i>Backstripping</i>	140
10	CONCLUSÃO	143

11	REFERÊNCIAS	144
	APÊNDICES	149
	APÊNDICE A – CÓDIGOS DO MATLAB	150

1 Introdução

Os estudos geológicos/geofísicos na Bacia do Solimões estão ligados aos esforços exploratórios que acontecem desde a década de 70 (Caputo, 1987; Eiras et al.,1994; Barata e Caputo, 2008). Contudo, a região onde se encontra a Bacia do Solimões impõe forte restrição de acesso exploratório, seja pela densa mata da Floresta Amazônica, seja por questões de permissão para aquisição de dados terrestres em áreas indígenas e de proteção ambiental. Uma outra dificuldade encontrada na região é de ordem geológica, já que a existência de espessas soleiras de diabásio tornam extremamente precária a qualidade dos dados sísmicos.

Assim como em outras bacias paleozóicas intracratônicas brasileiras (Bacia do Paraná, Bacia do Amazonas, Bacia do Parnaíba), a Bacia do Solimões recebeu muitos investimentos da Petrobras, mas se destacou como maior produtora. A Bacia do Solimões se encontra dividida nas Sub-bacias de Jandiatuba e Juruá, nesta última grandes campos oleíferos e gaseíferos foram descobertos. Desde então a Sub-Bacia de Jandiatuba ficou em segundo plano, passando a receber pouca atenção de empresas e de pesquisadores.

Os dados de gravimetria e magnetometria estão contidos num polígono cuja maior parte se encontra na Sub-bacia de Jandiatuba, mas que abrange a porção extremo oeste da Sub-bacia de Juruá. Esta região é muito remota, com floresta densa e reservas indígenas, onde existem poucas cidades (figura 1.0.1). Estas condições impõe grandes dificuldades para a pesquisa e exploração, até mesmo os aerolevantamentos são difíceis por conta da falta de pistas para pouso e abastecimento de combustível.

Apesar de ser considerada uma bacia rasa, a vasta área que ocupa, o rico complexo de estruturas que contém e a sua enigmática gênese a tornam um interessante alvo de estudos.

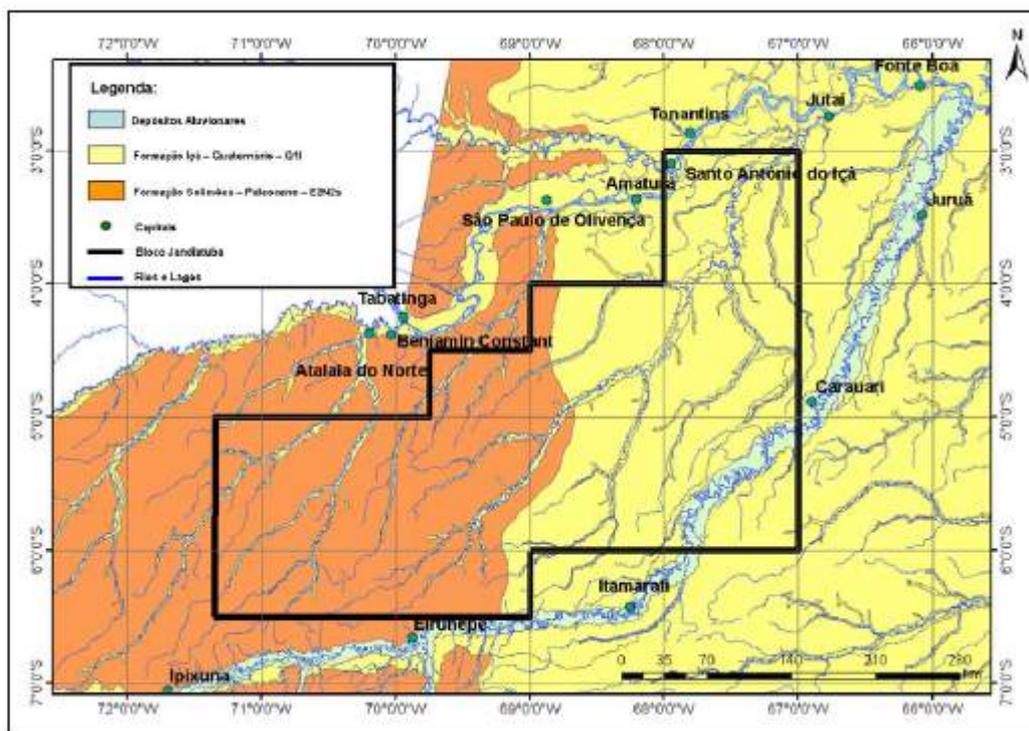


Figura 1.0.1 – Mapa com os principais rios, cidades e coberturas sedimentares da área de estudo. O polígono em preto representa a área de estudo deste trabalho (CPRM, 2003)

O contexto hidrográfico da região onde está a Bacia do Solimões é interessante na medida em que o comportamento direcional da hidrografia pode servir como referência para o entendimento dos *trends* estruturais da região. O rio Solimões é o principal na região, no extremo norte, mas podem ser vistos os afluentes como o rio Juruá (porção sul e leste), rio Jutai (porção central), rio Jandiatuba (porção oeste), com direção concordante, aproximadamente NE-SW (figura 1.0.2).

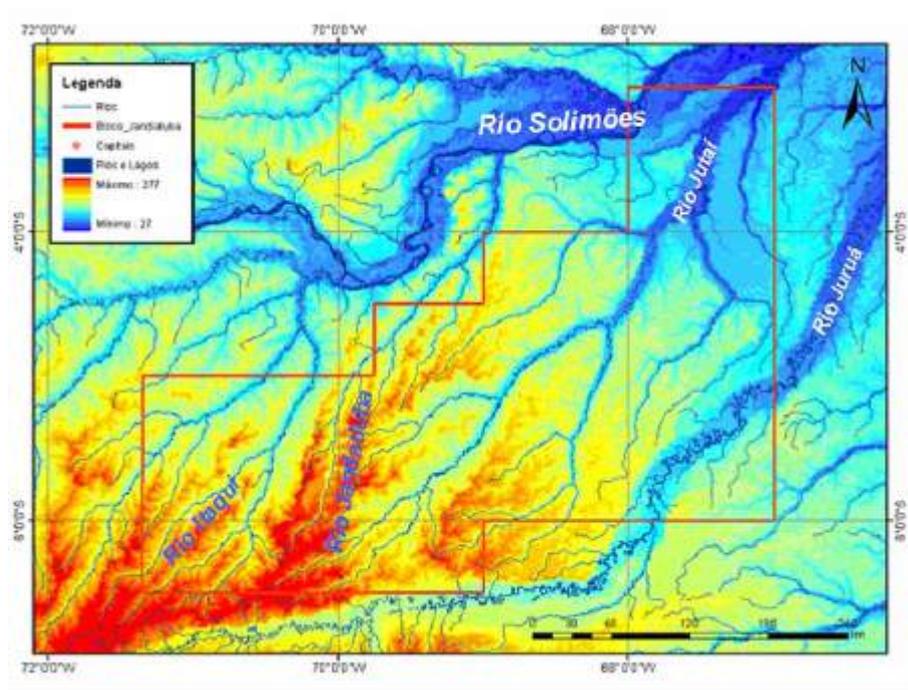


Figura 1.0.2 – Hidrografia e relevo (SRTM) da região onde está inserido o Bloco Jandiatuba (CPRM, 2003).

A figura 1.0.3 mostra o posicionamento dos principais arcos estruturais na região da Bacia do Solimões onde o Bloco Jandiatuba abrange pelo menos dois: o Arco de Carauarí e o Arco de Paraguá-Jutaí. A área aerolevantada inclui o extremo oeste da Sub-Bacia do Juruá, incluindo o Arco de Carauarí, mas que não abrange o extremo oeste da Sub-bacia de Jandiatuba.

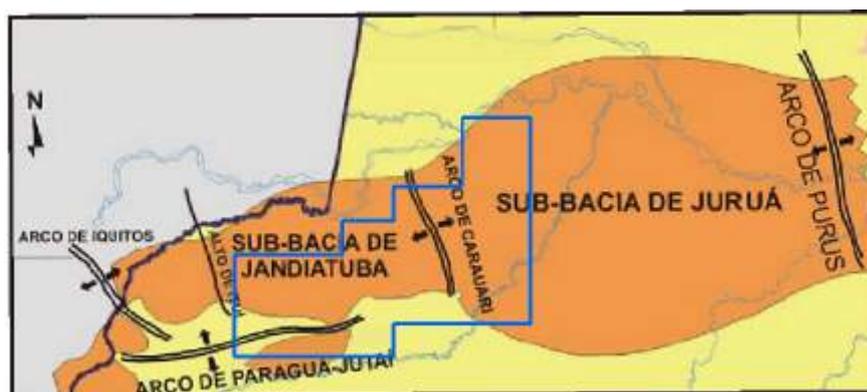


Figura 1.0.3 – Polígono de aerolevantamento do Bloco Jandiatuba (em azul) na Bacia do Solimões (Clark, 2002). A área com tom alaranjado delimita a cobertura Paleozóica.

Todos os fatores comentados até aqui emprestam sentido e motivação ao presente trabalho que tem o intuito de produzir evidências sobre o histórico de subsidência da bacia e sua estruturação atual, colaborando para um maior entendimento sobre a Bacia do Solimões. De forma geral a natureza e a magnitude da subsidência dessas grandes e antigas áreas cratônicas no interior dos continentes ainda não é bem compreendida. Dessa

forma o trabalho também faz comparações entre o histórico de subsidência de outras bacias intracratônicas, buscando destacar generalidades e particularidades entre elas.

Mais especificamente o objetivo é produzir e interpretar gráficos de *backstripping*, subsidência tectônica e a taxa de sedimentação da Bacia do Solimões.

Os dados sísmicos disponíveis para essa área são relativamente escassos e de baixa qualidade. Por isso foram aproveitados dados potenciais recentemente adquiridos, explorados através de técnicas de realce, para caracterizar as feições estruturais da Bacia do Solimões que até então só haviam sido mapeadas por interpretação de esparsas linhas sísmicas. Para tanto foram gerados diversos mapas onde as estruturas principais foram observadas e interpretadas.

Objetivos Específicos

1. Adaptação da metodologia *backstripping* para regiões com presença de soleiras e evaporitos.
 2. Desenvolvimento de algoritmos e códigos auxiliares para a obtenção de resultados *backstripping* através de planilhas com dados de poços.
 3. Aplicação de técnicas de realce e filtragem de dados potenciais.
 4. Análise dos parâmetros de filtragem.
 5. Definição de filtros Passa-Banda.
 6. Processamento e interpretação de mapas de dados potenciais realçados e filtrados.
-

2 Resumo sobre a gênese de Bacias Sedimentares

O processo que propicia a formação de uma bacia sedimentar é o estiramento litosférico, assim se implantam sistemas de rifte que abatem a crosta em blocos, causando afinamento (necking) litosférico em áreas onde a Moho se aproxima da superfície terrestre, impondo um gradiente térmico mais elevado. Associado ao estiramento ocorrem ainda abalos sísmicos e atividade vulcânica mais ou menos intensa. A magnitude e a extensão do rifteamento dependem basicamente da espessura inicial da crosta e do gradiente geotérmico da região (Allen & Allen, 2005).

Segundo (ALVES & MENDES, 2014), para todo tipo de bacia sedimentar compreendida como: sinéclise intracratônica (intracratonic sag), tipo rifte (continental rift), rifte abortado/aulacógeno (failed rift) ou margem passiva (passive margin), dois fatores podem ser correlacionados para explicar o afinamento litosférico (stretch factor): (1) estiramento mecânico da crosta implementado através de sistemas de falhas que controlam a subsidência mais acentuada e de caráter local, (2) relaxamento térmico sucedido por estiramento dúctil da litosfera levando a uma subsidência mais suave e de caráter mais regional (figura 2.0.1).

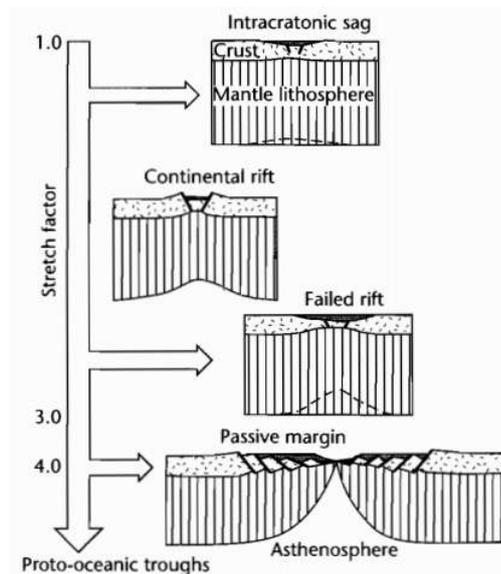


Figura 2.0.1 – Bacias sedimentares classificadas em função do fator de estiramento (Allen & Allen, 2005).

De maneira geral o processo de rifteamento pode ser classificado em dois tipos: Rifteamento ativo e Rifteamento passivo (figura 2.0.2). No Rifteamento ativo a implantação de uma pluma mantélica anormalmente quente originada na base da litosfera ascende verticalmente, causando o afinamento da litosfera que por compensação isostática sofre

soerguimento. No Rifteamento passivo os esforços distensivos da litosfera tendem a rompê-la propiciando intrusões de rochas mantélicas, e neste caso tanto o soerguimento (doming) crustal como as atividades vulcânicas são processos secundários, e menos expressivos (Allen & Allen, 2005).

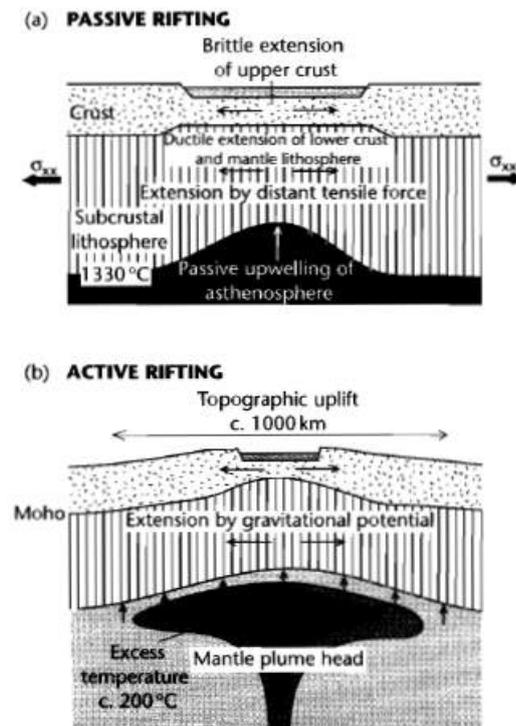


Figura 2.0.2 – Modelos de Rifteamento. (a) Rifteamento passivo causado por campos de esforços distensivos que causam o afinamento da litosfera e ascendência passiva da astenosfera; (b) Uma pluma mantélica quente força o seu caminho rumo à crosta causando elevação topográfica na região e provocando extiramento litosférico (Allen & Allen, 2005).

Nos riftes continentais o rifteamento foi relativamente lento e se implantou sobre uma crosta espessa (áreas cratônicas), onde também não houve grande aumento no gradiente geotérmico, e por isso o processo de rifteamento cessou. Nos casos em que a taxa de distensão aumenta graduaamente o rifte evolui para margem passiva (figura 2.0.3).

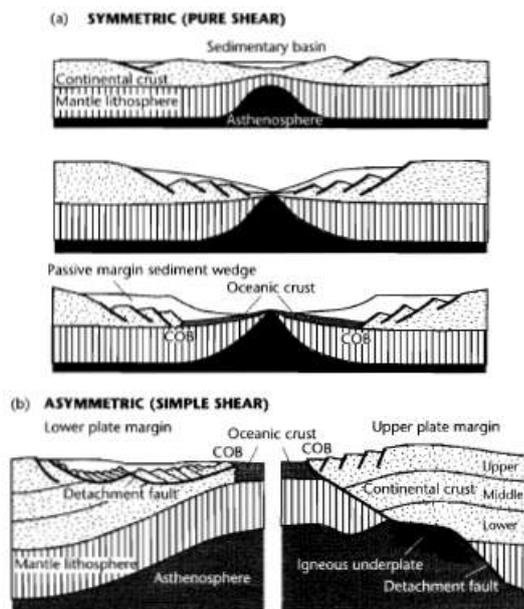


Figura 2.0.3 – Modelos de margens passivas, ou margens conjugadas. Em (a) Margens simétricas (pure shear); e em (b) margens assimétricas com grande falhamento listrico (detachment fault) (Allen & Allen, 2005).

O modelo de McKenzie (1978) permite estimar numericamente a subsidência inicial controlada por falhas e isso depende de dois fatores: (1) a espessura média da litosfera, e (2) o fator de estiramento (β). Após a fase inicial de rifte a subsidência passa a ser caracterizada por um decaimento nas curvas isotermais (relaxation curves) tendendo a voltar a sua condição de pré-estiramento, esse comportamento determina a fase de subsidência termal (Allen & Allen, 2005).

Uma outra consequência desse modelo é que a subsidência controlada por falhamentos é instantânea (abrupta) enquanto que a subsidência termal tem caráter exponencial, reflexo do decaimento do fluxo de calor com o tempo. Os valores do fluxo termal caem pra $1/e$ do valor inicial após 50 Ma, a partir desse momento a influência do fator de estiramento (β) no fluxo térmico é irrisória. O modelo de McKenzie (1978) implicitamente assume ainda que durante o estiramento uniforme o necking se instala a uma profundidade de 0 km (nível do mar). O esquema da figura 2.0.4 mostra as considerações numéricas do modelo (Allen & Allen, 2005).

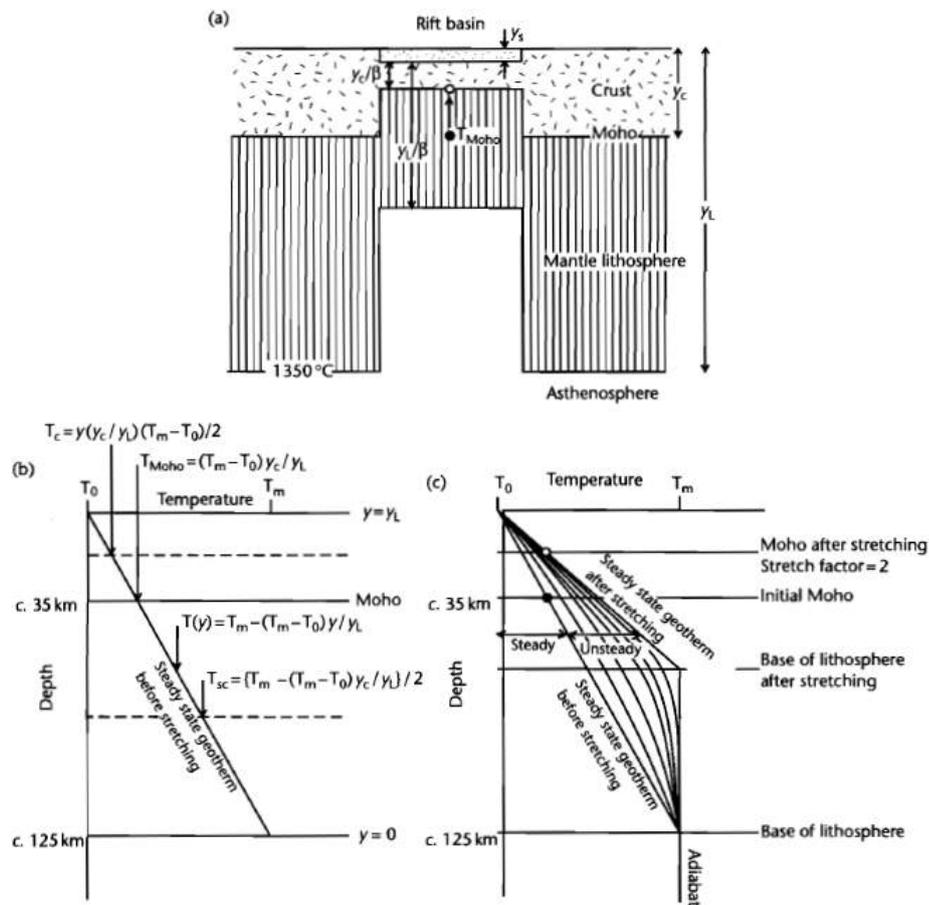


Figura 2.0.4 – Esquema ilustrativo com as considerações numéricas do modelo de Mc Kenzie 1978. (a) A litosfera crustal e subcrustal se estira no sentido horizontal e afina uniformemente no sentido vertical; (b) A consideração sobre a média das temperaturas crustal e subcrustal a partir de uma isoterma fixa no momento pré-estiramento; (c) Isothermas que acompanham o estiramento instantâneo. O total da temperatura é resultado tanto da isoterma monótona (steady) como do transiente de temperatura que opera em função do tempo (Allen & Allen, 2005).

Um outro mecanismo que permeia a evolução de algumas bacias sedimentares é a flexura litosférica, ela acontece quando as taxas de estiramento (stretching) são baixas, e então a força de coesão (strength) da litosfera se mantém a ponto de sofrer flexura, mas sem estiramento (figura 2.0.5). A flexura da litosfera pode atingir um grau maior ou menor, dependendo do seu coeficiente de rigidez (plate rigidity) e do comprimento de onda da carga sedimentar acumulada. Este tipo de processo é o mais comum entre as bacias intracontinentais, como as foreland ou intracratônicas (figura 2.0.6).

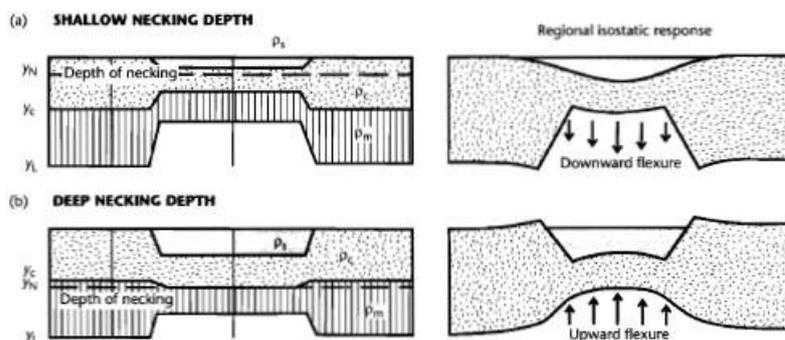


Figura 2.0.5 – Resposta isostática para cada profundidade de necking. (a) Uma profundidade rasa de necking resultando numa flexura negativa da litosfera. (b) Necking a grande profundidade resultando numa flexura positiva da litosfera (Allen & Allen, 2005).

Bacias Intracratônicas

Estudos mostram que estas bacias geralmente ocupam áreas circulares sobre cratons (Angevine, Heller e Paola, 1990; Nunn et al., 1984). A subsidência deste tipo de bacia é extremamente lenta comparada aos demais tipos de bacia, e a subsidência termal no caso de formação de crosta oceânica. Estas bacias podem levar dezenas ou até centenas de milhões de anos tendo apenas 2km de subsidência tectônica no total. Caracteristicamente este tipo de bacia apresenta alguns patamares, também chamados “stepped”, nos seus gráficos de subsidência (figura 2.0.6). Eventualmente essas áreas podem sofrer influencia termal através de intrusões de material mantélico, e na medida em que a litosfera resfria ela sofre flexura, e a bacia tende a tomar uma forma bastante particular chamada de bull’s eye-shaped (Nunn et al., 1984) (figura 2.0.7).

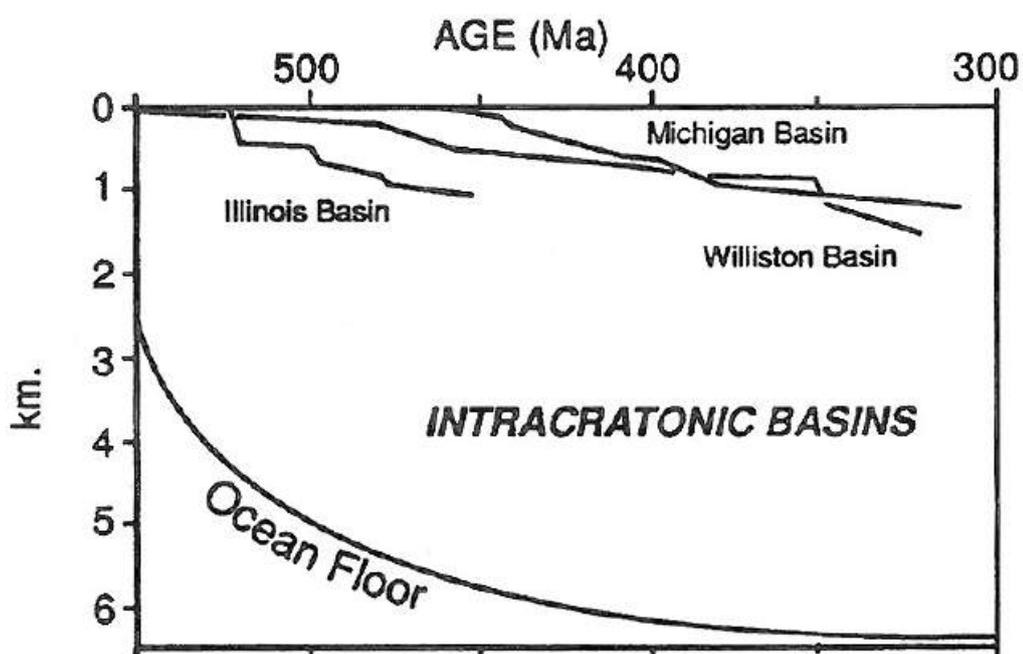


Figura 2.0.6 – Curvas de subsidência tectônica de bacias intracratônicas (Angevine, Heller e Paola, 1990).

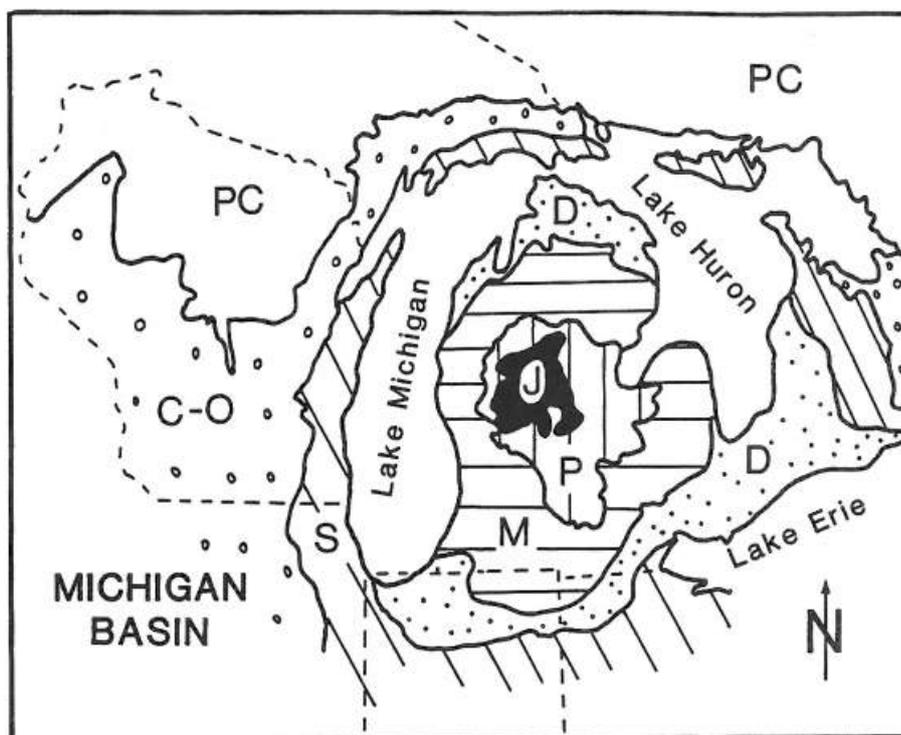


Figura 2.0.7 – Mapa geológico simplificado da Bacia de Michigan. Modificado de Nunn et al., 1984.

são o registro de faixas móveis policíclicas amalgamadas agregadas a um núcleo mais antigo (Província Amazônica central) (figura 3.0.2). Essas faixas abrangem não só a Bacia do Solimões, mas também a Bacia do Amazonas, de forma que a área da porção leste (Sub-Bacia do Juruá) da Bacia do Solimões corresponde à Província do Rio Negro-Juruena, enquanto a porção oeste (Sub-Bacia de Jandiatuba) corresponde à Província Rondoniana (3.0.2) (Coutinho, 2008).

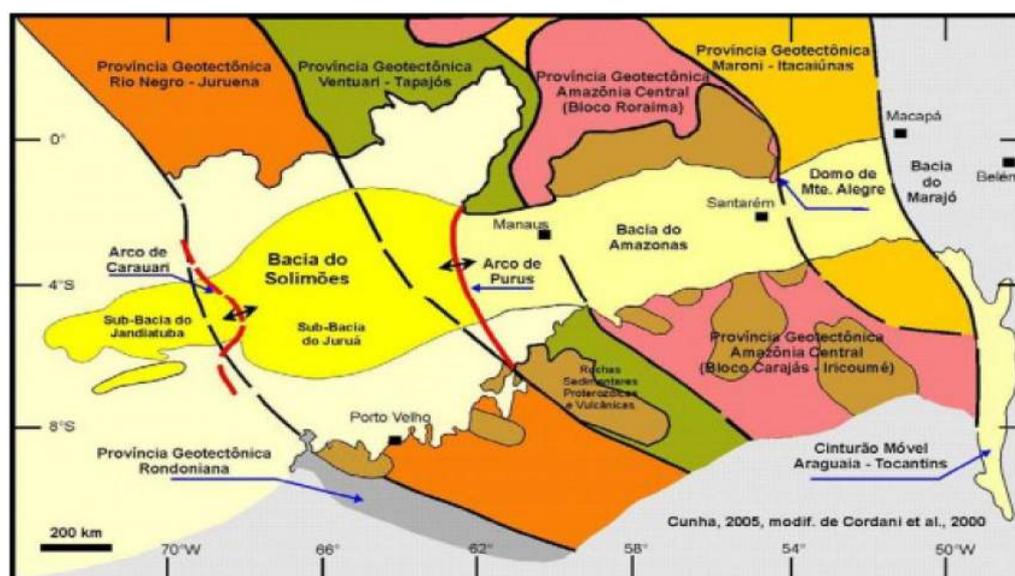


Figura 3.0.2 – Compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico. Fonte: Cunha (2005). Modificado de Cordani et al. (2000).

O substrato onde se implantou a Sub-Bacia do Juruá apresenta a particularidade de ser composto por formações de rochas sedimentares (Fm Prosperança e Fm Acari) que foram depositadas numa sucessão de bacias em sistemas de riftes, durante o Proterozóico, constituindo um ciclo sedimentar que precedeu a formação das Bacias do Solimões e do Amazonas. Geologicamente a bacia é limitada pelo Escudo das Guianas ao norte e ao sul pelo Escudo Brasileiro (Caputo & Silva, 1990).

No seu interior a Bacia do Solimões possui um alto estrutural com 120 km de extensão, denominado Arco de Carauari (figura 3.0.3), que a divide em duas outras sub-bacias: Sub-bacia de Jandiatuba a oeste, e Sub-bacia do Juruá a leste. Este alto é marcadamente uma zona de sutura entre a província do Rio Negro-Juruena e o Cinturão Rondoniense e exerceu forte controle na sedimentação da bacia durante o Fanerozóico (Cordani, 2000).

A Sub-bacia do Juruá possui forma ovalada com o eixo deposicional na direção ENE-WSW, enquanto que a Sub-bacia de Jandiatuba possui orientação principal E-W. A figura 3.0.3 indica o formato alongado na direção principal (ENE-WSW) da bacia (Caputo & Silva, 1990; Eiras et al., 1994)

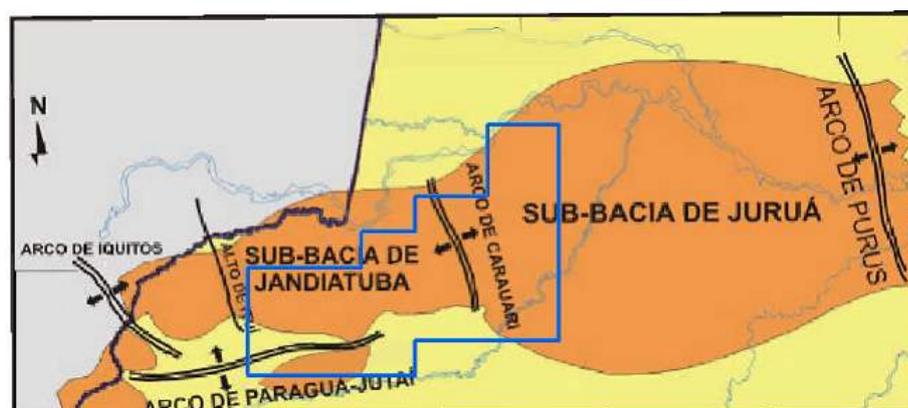


Figura 3.0.3 – Limites da Bacia do Solimões e sua subdivisão interna marcada pelo Arco de Carauari. O polígono em azul marca a área do aerolevantamento dos métodos potenciais. Modificado de Clark (2002).

Tectonismo e Magmatismo

As primeiras feições estruturais reconhecidas na Bacia do Solimões através de sísmica de reflexão foram feitas por Szatmari et al. (1975 *apud* Caputo; Silva, 1990) que interpretaram duas estruturas proeminentes: o Alto de Jutaí e o Baixo do Juruá, resultantes da movimentação originada pela Orogenia Herciniana Tardia (Permiano Médio) que teve influência mais notável a Oeste, na faixa Andina. Uma anomalia estrutural correspondente à porção oeste o *trend* do Juruá, e pouco depois Schneider e Carneiro (1976 *apud* Caputo; Silva, 1990) concluíram que as estruturas mapeadas na bacia possivelmente foram originadas por esforços compressivos relacionados à Orogenia Andina no Cretáceo-Terciário.

Os estudos retomados por Szatmari (1981) também relacionam a estruturação do *trend* do Juruá à Orogenia Tardiherciniana, atuante ao longo do Permo-Carbonífero. Esses efeitos seriam reflexo da subducção da placa do Oceano Pacífico, de maneira que essa estruturação seria especificamente resultado do empurrão do alto granítico de Iquitos para leste, afetando os sedimentos paleozóicos da calha amazônica (Caputo; Silva, 1990).

Posteriormente foram realizados diversos trabalhos (Szatmari, 1983; Szatmari, 1984) que consideravam os efeitos da expansão do assoalho oceânico da abertura do Atlântico Sul interagindo com outros processos, como o de individualização de placas litosféricas, para interpretar as deformações compressivas observadas, levando à formulação de diversos modelos (Caputo; Silva, 1990).

O modelo estrutural de Porshe (1985 *apud* Caputo; Silva, 1990) é até hoje o que melhor explica as feições observadas no *trend* do Juruá, admitindo um processo de transcorrência dextral, com uma componente de compressão, onde três classes de falhas foram identificadas, a saber: falhas reversas ortogonais à direção do esforço principal máximo, falhas reversas (figura 3.0.4) paralelas à direção de transcorrência, e falhas

sintéticas parcialmente oblíquas à transcorrência. É ainda afirmado pelo autor que a estruturação do Juruá está relacionada ao mesmo evento tectônico que originou as falhas reversas da Bacia do Acre e de outras bacias subandinas do Peru, que afetam a Sequência Permo-Triássica e são recobertas discordantemente por sedimentos do Cretáceo.

Este evento tectônico foi denominado Tectônica Juruá, ou Diastrofismo Juruá, e imprimiu diversos estilos estruturais essencialmente transpressivos na bacia durante o Mesozóico, reativando antigos grábens Paleozóicos alongados e estreitos com orientação preferencial NE-SW ou por vezes E-W (Caputo; Silva, 1990). Esse tectonismo exerceu grande influencia no sistema petrolífero da bacia, gerando um conjunto de estruturas transpressivas como dobras anticlinais e falhas reversas, que propiciaram o trapeamento de hidrocarbonetos tornando a bacia a única sinéclise intracratônica brasileira com acumulações comerciais.

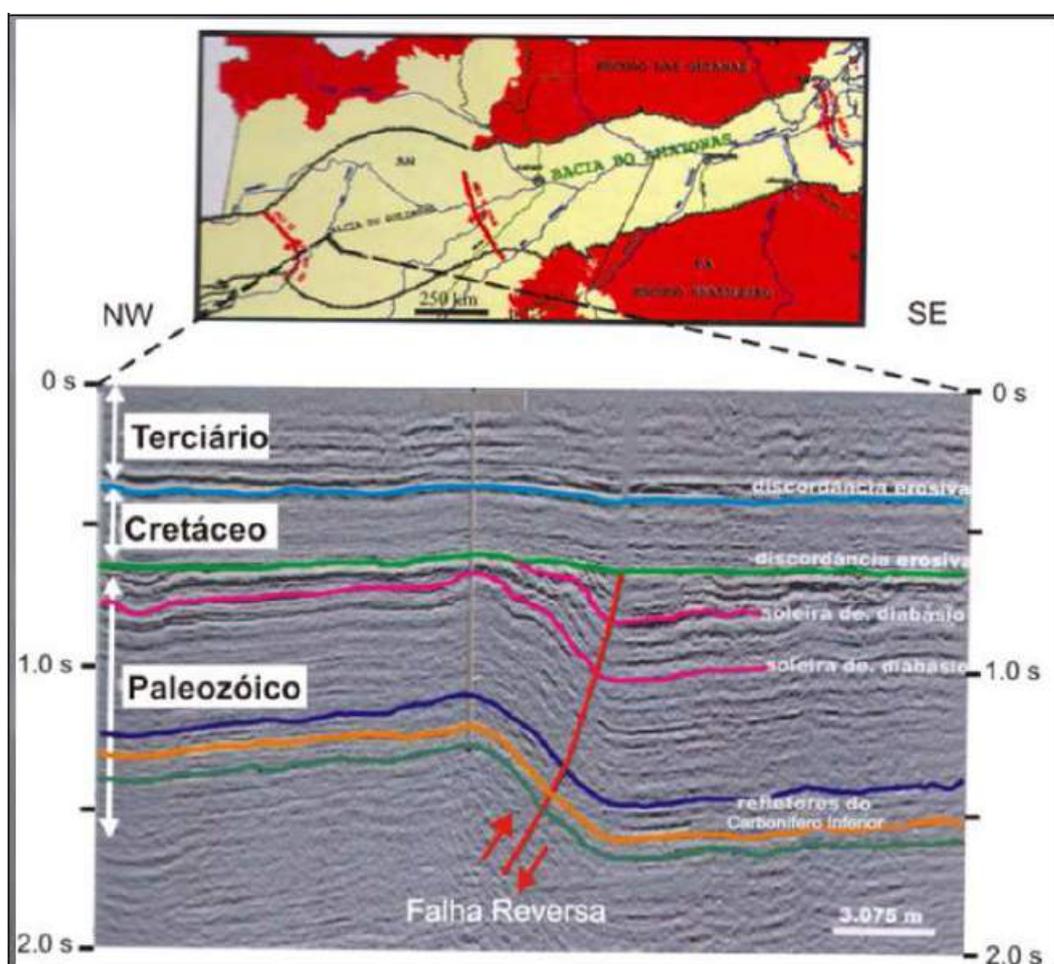


Figura 3.0.4 – Exemplo de linhas sísmica mostrando as falhas reversas na Bacia do Solimões. Elas afetam até as soleiras de diabásio (Costa, 2002).

Caputo & Silva(1990) observaram uma zona principal de falhas e a denominaram Megacisalhamento do Solimões. Estes autores também se basearam na hipótese de que a estruturação deste mega sistema se iniciou pelo processo de divergência entre a América do Sul e a África, o que produziu uma forte convergência entre a região noroeste da América do

Sul e um arco de ilhas provocando uma colisão frontal e transmitiu esforços cisalhantes para importantes alinhamentos preexistentes no continente Sul-Americano. Assim foi formada uma zona de cisalhamento constituída por um sistema de dobras e falhas transcorrentes de direção predominantemente N70°-80°E com anticlinais assimétricos associados.

Este sistema transcorrente se estende por uma faixa de cisalhamentos por cerca de 1.300 km ao longo de um eixo (N78°E) principal de cisalhamento dextral que, à grosso modo, atravessa toda a bacia, e que apresenta estruturas secundárias definidas por padrões de falhas em *trends* escalonados entre si que se dispõem em diagonal ao mesmo, um dos quais constitui o *trend* do Juruá. Os cinco *trends* identificados de oeste para leste são: Jandiatuba, Jutai, Ipixuna, Juruá e Urucu (figura 3.0.5) (Caputo & Silva, 1990; Barata & Caputo, 2007).

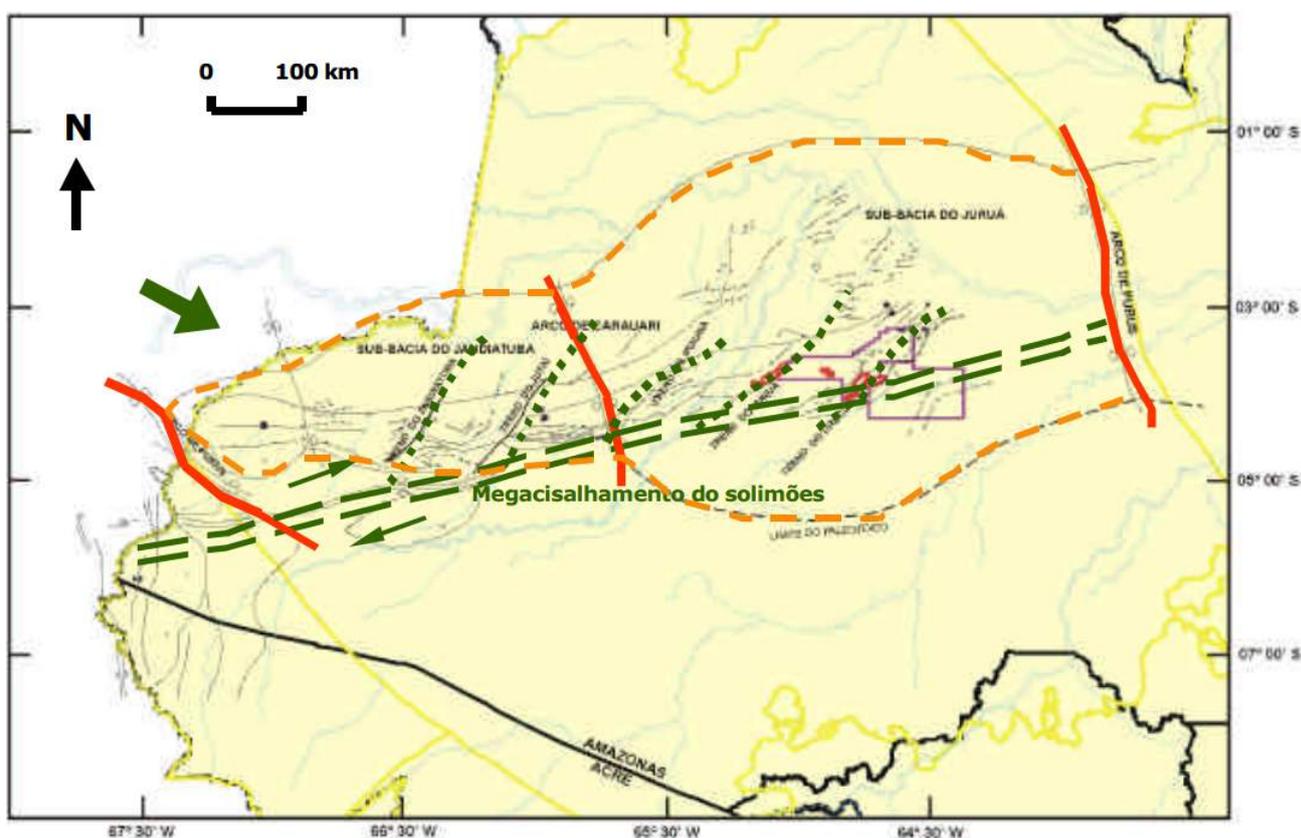


Figura 3.0.5 – Mapa Tectônico com destaque para os *trends* (em pontilhado) e para o Megacisalhamento Solimões (em tracejado) (Clark, 2002).

3.1 Magmatismo

A bacia chega a atingir espessuras estratigráficas de 3.800 e 3.100 metros referente ao fanerozóico nas Sub-bacias de Juruá e Jandiatuba, respectivamente, como se pode observar na figura 3.1.2 (Barata & Caputo, 2007). Nas sessões mostradas na figura 3.1.2 estão representadas espessas e extensas soleiras de diabásio que somadas as da Bacia do

Amazonas recobrem uma área de quase 1.000.000 km² onde transpassam inclusive o alto que as separa, o Arco de Purus.

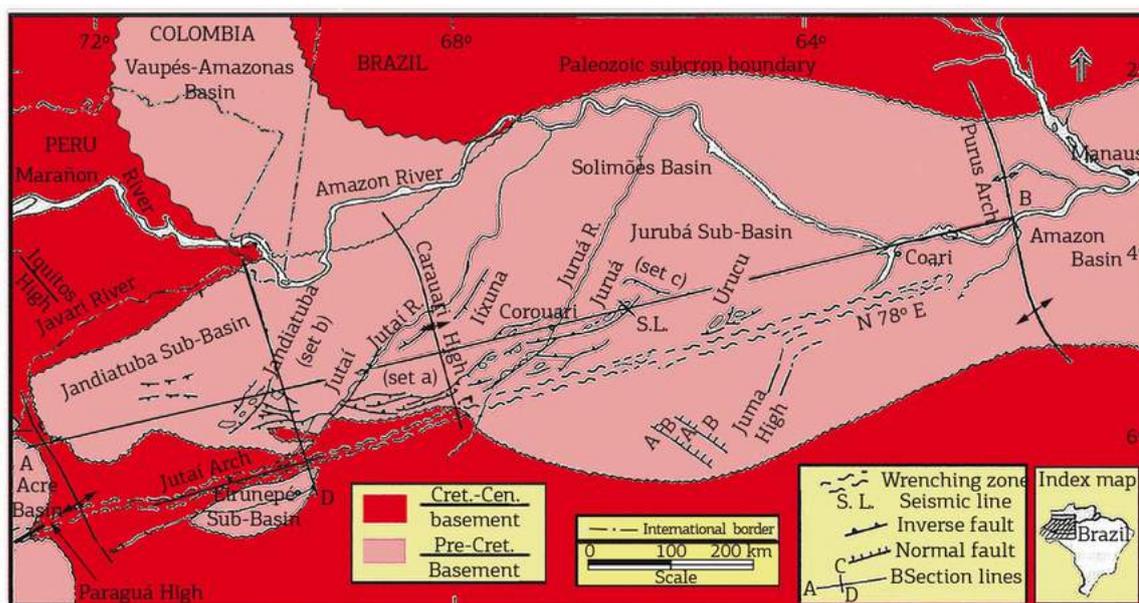


Figura 3.1.1 – Mapa estrutural da Bacia do Solimões com as principais feições. A parte oeste da Bacia do Solimões foi soerguida e teve sua área consideravelmente reduzida. Parte do embasamento pré-cambriano foi exposto ao longo do Jurássico tardio (área vermelha) e preenchido ao longo do Cretáceo e do Cenozóico. Modificado de Caputo (1991).

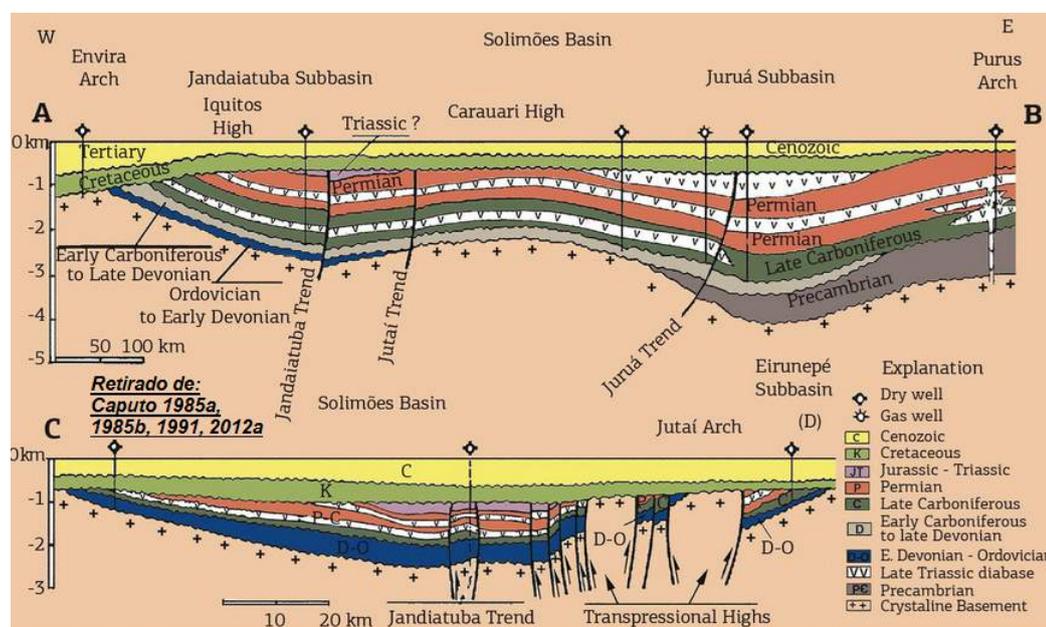


Figura 3.1.2 – Seções estruturais A-B (longitudinal) e C-D (transversal) localizadas na figura 3.1.1. Os depósitos sedimentares do Cenozóico e do Cretáceo não foram afetados por falhamentos. Modificado de Caputo (2014).

Essas soleiras de diabásio da Bacia do Solimões são intrusões ígneas resultantes do Magmatismo Penatecaua, outras intrusões ígneas são notadas em todas as demais bacias

paleozóicas brasileiras (Acre, Paraná, Amazonas, Solimões e Parnaíba) (Bizzi, 2003; Eiras, 1998). Por outro lado, alguns autores usaram dados de paleomagnetismo para associar esse magmatismo à grandes províncias de basalto toleítico na área central do supercontinente Pangea formadas no Fanerozóico e associadas ao estágio pré-rifte do Oceano Atlântico. No período Triássico-Jurássico, estas manifestações magmáticas são chamadas de CAMP (Central Atlantic Magmatic Province), um tipo de LIP (Large igneous provinces) (Knight et al., 2004; McHone, 2006).

Na Bacia do Solimões essas soleiras intrudem a sequência permocarbonífera, com datação absoluta de aproximadamente 210 Ma (Triássico-Jurássico). As manifestações magmáticas referentes a esse evento teriam relação com o início da abertura do Oceano Atlântico, e os principais sistemas de falhas e fraturas das intrusões parecem mostrar um caráter repetitivo desse vulcanismo e evidenciam um mecanismo possível que estaria associado aos estágios de fragmentação do supercontinente de Gondwana (Filho et al., 1974).

Ao longo do processo de intrusão magmática na Bacia do Solimões a tendência natural das soleiras foi traçar seu caminho por camadas de mais baixo mergulho em busca de calhas estruturais onde tomam espessuras mais expressivas que atingem mais de 1km na Bacia do Solimões, como já foi confirmado em poços (Filho et al., 2006).

De acordo com Silva (1987), existem três principais soleiras de diabásio na Bacia do Solimões:

- Primeira soleira: localizada na porção mediana da Formação Fonte Boa (na seção clástica).
- Segunda soleira: localizada na porção mediana da Formação Caruarí na sub-Bacia do Juruá e Alto do Caruarí e na porção basal da Formação Fonte Boa na sub-Bacia do Jandiatuba, geralmente nas camadas de Anidritas e Carbonatos.
- Terceira soleira: localizada também na porção mediana da Formação Caruarí, em níveis de halita.

Alguns autores preconizam que o evento das intrusões das soleiras na Bacia do Solimões foi de extrema importância para a maturação da matéria-orgânica, e consequentemente para a geração de hidrocarbonetos; por vezes ajudando até na migração e traqueamento dos hidrocarbonetos encontrados na bacia.

Estas soleiras se apresentam em três corpos principais distribuídos por níveis de profundidade, e seu posicionamento estrutural está diretamente relacionado à presença de óleo ou gás na bacia. Nos locais onde a soleira está mais profunda, e mais próxima das rochas geradoras e reservatórios, encontra-se a presença de gás como na região do Rio

Juruá, e onde a soleira está mais rasa encontra-se óleo como nos campos da Província do Rio Urucu (Filho et al., 2006).

Segundo Filho et al. (2006) a trajetória das soleiras pode ser facilitada por materiais físseis, ou por falhas, mas também pode encontrar variações laterais de fácies que se opõe, ou ainda, caso a rocha encaixante seja um arenito elas podem apresentar um "salto" entre as camadas estratigráficas.

A presença das soleiras nas bacias do Amazonas e do Solimões se dá numa cobertura total de 1.000.000 km² onde as soleiras se afinam nos altos estruturais como o Arco de Purus. A tendência do diabásio ainda com fluidez é migrar para camadas mais baixas por densidade diferencial e se espessar em direção ao depocentro estrutural, a não ser que encontre uma variação abrupta de litologia (Filho et al., 2006).

Na Bacia do Solimões as soleiras são bastante uniformes de maneira que sua assinatura geoquímica é praticamente invariável, a única diferença observada é na soleira mais profunda, assim como também ocorre na Bacia do Amazonas, há um aumento significativo dos elementos Cr e Ni, crescendo de 40 ppm no topo para 200 ppm para a base da soleira (Filho et al., 2006) (figura 3.1.3).

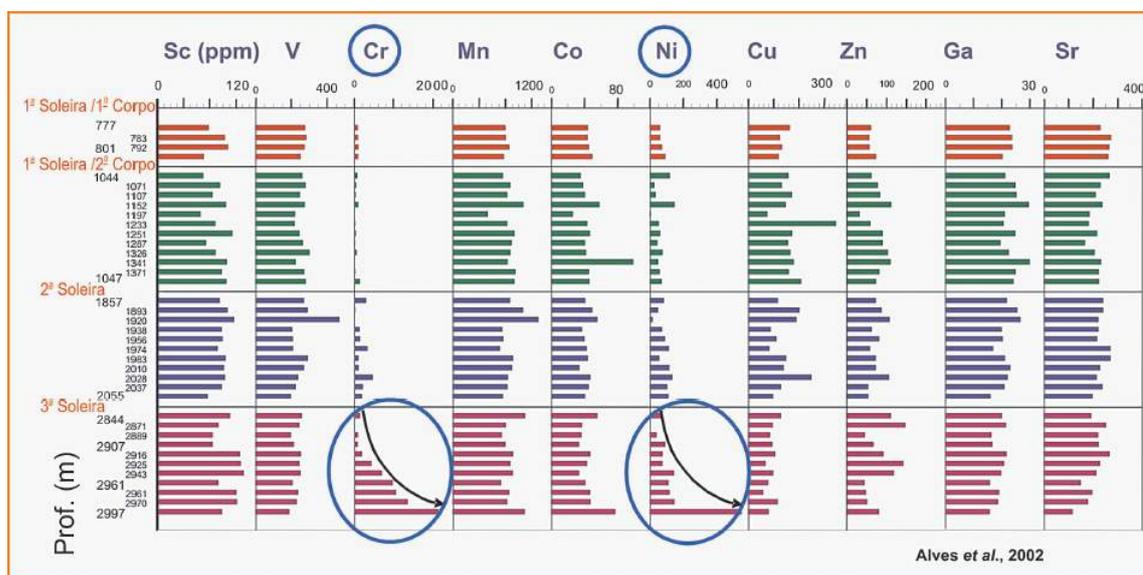


Figura 3.1.3 – (a) Análises geoquímicas em relação à profundidade das três soleiras de diabásio na Bacia do Solimões (De Alves et al., 2002 modificado por (Filho et al., 2006).

Estratigrafia

Segundo Eiras et al. (1994), o arcabouço estratigráfico da Bacia do Solimões (figura 3.1.4) pode ser dividido em duas sequências de primeira ordem, a seqüência paleozóica que é afetada por intrusões na forma de diques e soleiras de diabásio e outra seqüência mesozóica-cenozóica. A megaseqüência paleozóica é a mais relevante no que se destaca por

conter todas as rochas do sistema petrolífero da bacia, geradora de óleo, gás e condensados. Além disso esta pode ser dividida em cinco seqüências de segunda ordem descritas a seguir

Seqüência Eo-Ordovinciana

Esta seqüência é composta por rochas clásticas continentais e marinhas da Formação Benjamin Constant, estando truncada por discordância, restrita a Sub-Bacia do Jandiatuba. Sendo que esta formação contem os registros mais antigos das bacias paleozóicas brasileiras. Caputo e Silva (1990) preconizam a ocorrência de uma fase erosiva ocorrida logo após a sedimentação desta seqüência que representa um hiato de 100 Ma.

Seqüência Siluro-Devoniano

Segundo Eiras (et al. op. cit.), os primeiros registros dessa sequencia ocorreram no Devoniano inferior, com sedimentação marinha da Formação Jutaí e sedimentação litorânea da base da Formação Bia, estando restrita a Sub-Bacia do Jandiatuba. Foi reconhecida também a Formação Jutaí como sendo composta por folhelhos intercalados por arenitos finos e siltitos, que pode se sobrepor a Formação Benjamin Constant ou direto ao embasamento.

Seqüência Mesodevoniano-Eocarbonífera

Esta seqüência é representada pelo Grupo Marimari de origem marinha rasa, sendo regressiva no topo e transgressiva na base, com espessura sedimentar que pode atingir até 300 metros, e que ultrapassa o Arco de Caruari, estando presente nas Sub-Bacias do Jandiatuba e da Sub-Bacia do Juruá.

Seqüência Neocarbonifero-Eopermiana

Esta seqüência é composta por rochas clásticas, carbonáticas e por rochas evaporíticas marinhas e continentais, pertencentes ao Grupo Tefé. A discordância intrusiva que se instalou nessa seqüência é associada a Orogenia Tardi-Herciniana e ao distrofismo Juruá. O evento Penatecaua, que deu origem as soleiras e aos diques de diabásio ocorrem de forma intercalada nas rochas paleozóicas, mormente na Formação Caruari chegando a alcançar espessuras de 900m.

Seqüência Mesozóica-cenozóica

É nesta sequência que está inserido o Grupo Javari, cujo registro é de sedimentos essencialmente arenosos da Formação Alter do Chão, que tem sua deposição associada a sistemas fluviais que perduraram até o final do Cretáceo. Também compreendida no Grupo Javari está a Formação Solimões, uma unidade cenozoica essencialmente arenosa, mas com bastante presença de argila. Essa formação é reflexo da implantação de sistemas fluviais que passaram a atuar com maior competência devido ao ajuste isostático consequente da construção andina. Supõe-se ainda uma discordância litológica e, em parte, erosional entre as formações, e o hiato de tempo entre suas deposições parece aumentar para leste.

Idade	Unidade Litoestratigráfica		Litologia
Terciária-Quaternária	Grupo Javari	Fm. Solimões	Argilito
Cretáceo Superior		Fm. Alter-do-Chão	Arenito
Carbonífero Superior – Permiano Inferior	Grupo Tefé	Fm. Fonte Boa (rocha selante)	Siltito
		Fm. Carauari (rochas selantes)	Folhelho
			Calcáreo
			Anidrita
	Fm. Juruá (rocha reservatório)	Arenito	
	Magmatismo Penatecaua	Diabásio	
Devoniano Médio – Carbonífero Inferior	Grupo Marimari	Fm. Jandiatuba (rocha geradora)	Folhelho
Siluriano Superior– Devoniano Inferior		Fm. Jutai	Folhelho
Ordoviciano Inferior		Fm. Benjamin Constant	Folhelho
Proterozóico e Arqueano		Embasamento	Cristalino

Figura 3.1.5 – Tabela de litologias encontradas na Bacia do Solimões. Fonte: Adaptado de Eiras (1998) e Filho et al. (2005).

4 O Método *Backstripping*

O *Backstripping* foi um método desenvolvido inicialmente para explicar de forma quantitativa a subsidência da costa americana e do Golfo de Lion, computando a contribuição da carga sedimentar ao longo da evolução geológica dessas áreas. Até então preconizava-se que a subsidência acontecia como um simples processo de afundamento da litosfera que cedia em resposta ao gradual aumento do peso da carga sedimentar e coluna d'água que acumulavam-se nas margens continentais ao longo de milhões de anos (Hinte, 1978; Watts & Steckler, 1981; Watts & Steckler, 1979; Watts & Ryan, 1976).

Este método propunha um cálculo para avaliar a subsidência a partir da sobrecarga sedimentar, mas notava-se nos resultados uma subsidência “residual”, chamada de subsidência tectônica, essa componente da subsidência não poderia ser explicada pelo simples peso dos sedimentos sobre a litosfera e, portanto, demandava novas hipóteses.

Com essa abordagem as causas meramente tectônicas implicadas no processo de subsidência, ou seja, tudo o que não era efeito da sobrecarga sedimentar, pôde ser isolado para se investigar a natureza, e da magnitude do processo tectônico atuante na bacia.

Algumas hipóteses formuladas para explicar a subsidência tectônica, como a contração termal da crosta, tornaram-se axiomas anexados à teoria da tectônica de placas.

O *backstripping* retira (*stripp*) os sucessivos pacotes sedimentares a medida em que volta (*back*) no tempo, retrocedendo a ordem dos eventos de deposição até a mais antiga unidade estratigráfica, momento em que o embasamento esteve mais raso na bacia.

Para restaurar as sucessivas profundidades do embasamento ao longo do tempo são necessárias algumas considerações conceituais, onde o método incorpora os cálculos derivados de um princípio básico que rege os mecanismos de movimentação vertical da litosfera terrestre, a isostasia.

Os trabalhos sobre o *backstripping* propõem basicamente dois modelos cujas equações tratam intrinsecamente de princípios de isostasia para explicar quantitativamente a subsidência que ocorreu ao longo do tempo. O mais simplista deles admite uma subsidência local (1D), conhecido como modelo de Airy. Um o outro admite um arqueamento da litosfera em grande escala de tempo, um tipo de subsidência com compensação regional (2D), chamada de subsidência flexural (Hinte, 1978; Watts & Steckler, 1981; Watts & Steckler, 1979; Watts & Ryan, 1976).

O equilíbrio isostático de Airy (1D) pode ser efetuado através de uma equação de balanceamento de densidades. Considerando o esquema ilustrado na figura 4.0.1, há duas colunas com suas respectivas distribuições de densidade dadas pelas diferentes cores, a

coluna (1) representa o cenário de deposição de uma determinada unidade sedimentar da bacia, esta unidade sedimentar (em amarelo) possui um peso tal que provoca o afundamento da litosfera (embasamento em vermelho e manto superior em roxo) até uma determinada profundidade onde esse processo cessa na medida em que atinge uma profundidade de equilíbrio, mostrado na coluna 2 (Watts & Steckler, 1981).

A coluna (2) representa o processo de remoção da unidade sedimentar, e o consequente reajuste do embasamento a uma nova profundidade (mais rasa). O déficit de densidade do pacote sedimentar acaba sendo compensado pela densidade proveniente da ascensão do manto litosférico, mudando a profundidade de compensação prévia, aproximando-se assim da superfície (datum) da Terra (Watts & Steckler, 1981).

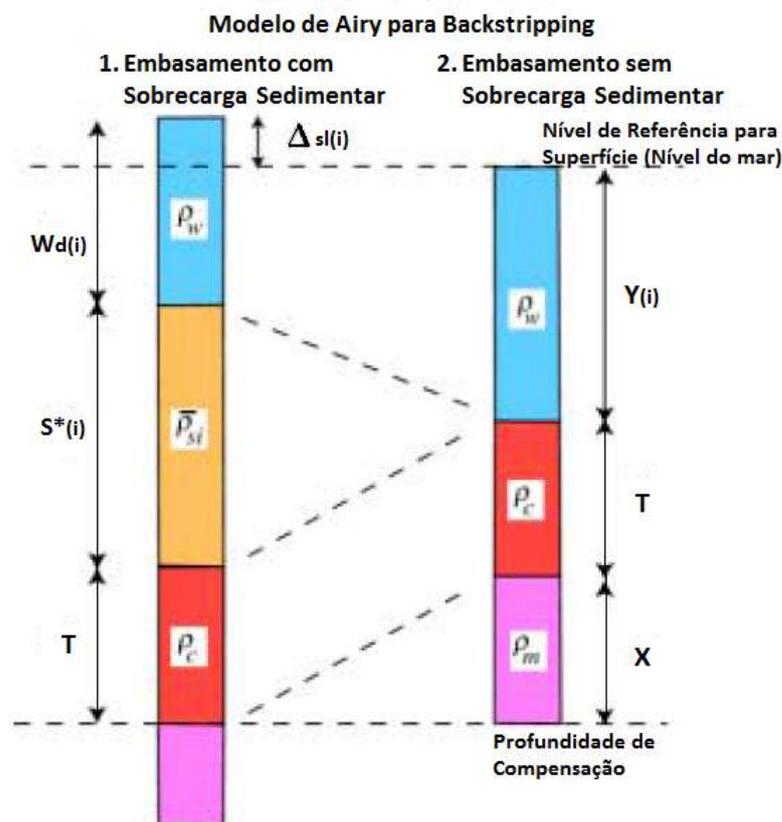


Figura 4.0.1 – Exemplo de regressão linear. Modificado de Watts & Steckler (1981)

Primeiro é necessário parametrizar o peso em função da densidade, sendo o módulo da força peso (Watts & Steckler, 1981)

$$P = mg \tag{4.0.1}$$

sendo P a força peso, e g a aceleração gravitacional na superfície terrestre. Escrevendo

a massa em função da densidade, tem-se

$$d = \frac{m}{v} \quad (4.0.2)$$

, ou

$$m = dv \quad (4.0.3)$$

Substituindo m na equação 4.0.1

$$P = dv g \quad (4.0.4)$$

Para o caso do problema 1D de uma coluna vertical como na figura 4.0.1, o volume v é reduzido à dimensão vertical (e') da coluna, então a expressão genérica do peso para cada unidade sedimentar fica (Watts & Steckler, 1981):

$$P = de' g \quad (4.0.5)$$

Com efeito, a equação 4.0.5 é implementada para o caso do balanceamento de densidades das duas colunas na figura 4.0.1 resultando em:

$$\rho_w W d_i g + \rho s_i S^* g + \rho c T g = \rho_w Y_i g + \rho m X g \quad (4.0.6)$$

O termo ρ_w é a densidade da coluna d'água, $W d_i$ é a profundidade da coluna d'água (paleobatimetria), S_i é a densidade média dos sedimentos, S^* é a espessura sedimentar, Y_i é o termo da subsidência referente à iésima camada estratigráfica, ρc é a densidade crustal, ρm é a densidade do manto, e T é a espessura crustal (Watts & Steckler, 1981). Como o termo g (gravidade) está presente em todos os termos da equação, uma simplificação é conveniente, restando

$$\rho_w W d_i + \rho s_i S^* + \rho c T = \rho_w Y_i + \rho m X \quad (4.0.7)$$

Mas ainda nota-se que o termo $\rho c T$ anula-se por estar em ambos os lados da equação, assim resta

$$\rho_w W d_i + \rho s_i S^* = \rho_w Y_i + \rho m X \quad (4.0.8)$$

Agora equacionando-se a as espessuras na profundidade de compensação e isolando-se X encontra-se

$$X = Wd_i + S * _i - [Y_i + \Delta sl_i] \quad (4.0.9)$$

onde Δsl_i é a variação do nível do mar.

Substituindo X da equação 4.0.9 na equação 4.0.8 e isolando o termo Y_i da subsidência obtêm-se a solução final

$$Y_i = Wd_i + S * _i \left[\frac{\rho m - \rho s_i}{\rho m - \rho w} \right] - \Delta sl_i \left[\frac{\rho m}{\rho m - \rho w} \right] \quad (4.0.10)$$

A equação 4.0.6 é conhecida como a equação *Backstripping* (Watts & Steckler, 1981; Watts & Ryan, 1976), note que Y_i é justamente a posição do embasamento antes da deposição dos sedimentos na bacia. A figura 4.0.2 mostra a contribuição de cada termo da equação *backstripping*.

$$Y_i = \boxed{Wd_i} + \overset{\text{Sobrecarga Sedimentar}}{\boxed{S * _i \left[\frac{\rho m - \rho s_i}{\rho m - \rho w} \right]}} - \overset{\text{Variações Eustáticas}}{\boxed{\Delta sl_i \left[\frac{\rho m}{\rho m - \rho w} \right]}}$$

Paleobatimetria

Figura 4.0.2 – Equação *Backstripping* (Watts & Steckler, 1981)

Wd_i – Paleobatimetria De maneira geral a acurácia da escala paleobatimétrica é uma questão complexa, especialmente nos casos de sequências não-marinhas de bacias terrestres. A calibração da escala de profundidade batimétrica a partir das amostras de poços incide sobre o conceito de bioindicadores, sejam eles paleoecológicos ou paleontológicos, de qualquer forma, a acurácia é relativamente grande. Os erros tendem a se propagar ainda mais com o uso de diferentes dados, porque surgem erros gerados por se assumir como absolutos os valores que são apenas indicativos relativos (Angevine et al., 1990).

Existem dois critérios com base no tipo de ambiente, seja ele marinho ou não-marinho: [1] Em sequências marinhas o ideal é trabalhar apenas com sequências de profundidades de plataforma continental ($< 200m$) evitando trabalhar com depósitos de águas profundas, onde a estimativa da profundidade acaba por embutir grandes incertezas nos cálculos. [2] Em se tratando de sequências não-marinhas os estudos se baseiam em análises palinológicas que também geram resultados com grandes incerteza. Em geral para essas sequências o mais razoável é admitir que foram depositadas em níveis muito próximos ($< 30m$) ao nível do mar (Angevine et al., 1990).

Por se tratar de uma bacia terrestre sem dados acessíveis, a paleobatimetria foi abstraída dos cálculos, contudo, uma análise dimensional foi realizada nas discussões dos resultados.

$S*_i$ – Espessura da camada sedimentar

Nota-se que na figura 4.0.1 a espessura dos sedimentos considerada para o balançamento da coluna é a espessura referente ao período de deposição, e não a espessura atualmente observada nos poços, expressivamente menor. Os processos que impõem essa diminuição de espessura serão discutidos a seguir.

O processo posterior à deposição dos sedimentos de um determinado ambiente é o soterramento pelos sedimentos que foram depositados em seguida, e ao longo do tempo o acúmulo dos sedimentos torna-se significativamente grande, de forma que o peso comprime os grãos soterrados das camadas sedimentares subjacentes, reduzindo o volume poroso, e consequentemente reduzindo a espessura das mesmas; com isso a matriz sólida fica cada vez mais densa.

É importante a consideração sobre como os sedimentos respondem à compressão até consolidarem-se em rochas sedimentares, e desmembrar o conceito geral de compactação em alguns outros pequenos conceitos inter-relacionados.

Muitos outros processos diagenéticos como a cimentação e a dissolução geralmente ocorrem concomitantemente para a consolidação de uma rocha sedimentar (Allen & Allen, 2013), mas para esta metodologia só são considerados os efeitos mecânicos derivados da área de mecânica dos solos que, segundo fulano, podem ser descritos como:

Compressibilidade : É resposta elástica do material sólido para a redução de volume por causa do aumento de tensão ou pressão.

Consolidação : É um termo usado para solos ou sedimentos muito jovens e se refere à perda de volume pela expulsão de água dos poros in situ, por soterramento.

Compactação : Define mudanças nas dimensões de um volume de sedimentos causando a redução do espaço poroso na matriz sólida como resultado de uma determinada carga.

Para formular matematicamente a descompactação, aqui será assumido um modelo simples de compactação mecânica, respeitando o princípio de não alteração no tamanho dos grãos. Supõe-se um cilindro preenchido por água e sedimentos como ilustrado na figura 4.0.3. A porosidade (ϕ) do sedimento é dada pela razão entre o volume de água (V_w) e o volume total (V_t).

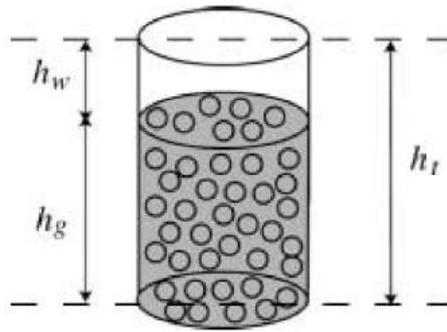


Figura 4.0.3 – Ilustração de um cilindro vertical mostrando a altura de água h_w , dos sedimentos h_g , e altura total h_t .

Admitindo somente a sessão vertical do cilindro pode-se escrever que a função da porosidade é dada pela razão

$$\phi = \frac{h_w}{h_t} \quad (4.0.11)$$

onde h_w e h_t são as alturas da coluna de água e a altura total, respectivamente. Sendo h_g a altura dos grãos de sedimentos então tem-se que

$$h_t = h_w + h_g \quad (4.0.12)$$

ou

$$h_w = h_t - h_g \quad (4.0.13)$$

isolando-se h_w pode-se obter.

Substituindo h_w na equação 4.0.11 conjuntamente com as algumas manipulações algébricas e evidenciando h_t encontra-se

$$\therefore h_g = h_t(1 - \phi) \quad (4.0.14)$$

A partir disso assume-se que durante a compactação a cota de grãos (h_g) se mantém constante, e então o volume considerado (h_t) varia apenas com a porosidade ϕ , logo, para h_g se manter constante, uma diminuição de h_t implica que seu multiplicador $(1 - \phi)$ precisa aumentar, e para tanto, ϕ precisa decair. Com isso conclui-se que uma diminuição da espessura significa perda de porosidade, como estava previsto no conceito.

Para resolver a abstração do exemplo do cilindro, na equação 4.0.14 se deve tomar a espessura h_t do cilindro como a própria espessura da unidade estratigráfica, e assumir que

não existe apenas uma unidade, mas sim i unidades estratigráficas, logo a “ i ”ésima unidade estratigráfica que possui atualmente espessura S_i e porosidade ϕ_i tem sua compactação expressa pela equação:

$$h_g = S_i(1 - \phi) \quad (4.0.15)$$

Por fim, para cada camada descompactada tem-se:

$$S_{i*} = S_i \frac{(1 - \phi_i)}{(1 - \phi_{i*})} \quad (4.0.16)$$

onde S_{i*} e ϕ_{i*} são a espessura e a porosidade de cada camada descompactada, respectivamente. Assumindo, mais uma vez, a não alteração no tamanho dos grãos, para antes e depois da compactação, conclui-se que

$$S_{i*} = S_i \frac{1 - \phi_i}{1 - \phi_{i*}} \quad (4.0.17)$$

donde a espessura descompactada S_{i*} resulta de uma relação entre a espessura atual S_i da unidade estratigráfica, a porosidade atual ϕ_i e a porosidade que existia antes da compactação ϕ_{i*} (Hinte, 1978).

A porosidade atual pode ser obtida por medições em perfis de poço, mas como saber a porosidade inicial de uma determinada unidade estratigráfica antes da sua compactação? A relação da porosidade com a profundidade é basicamente empírica, é possível estabelecer uma relação de tendência para todo o poço (Watts & Steckler, 1979), assim ajusta-se uma exponencial de decaimento da porosidade com o aumento da profundidade no poço (figura 4.0.4).

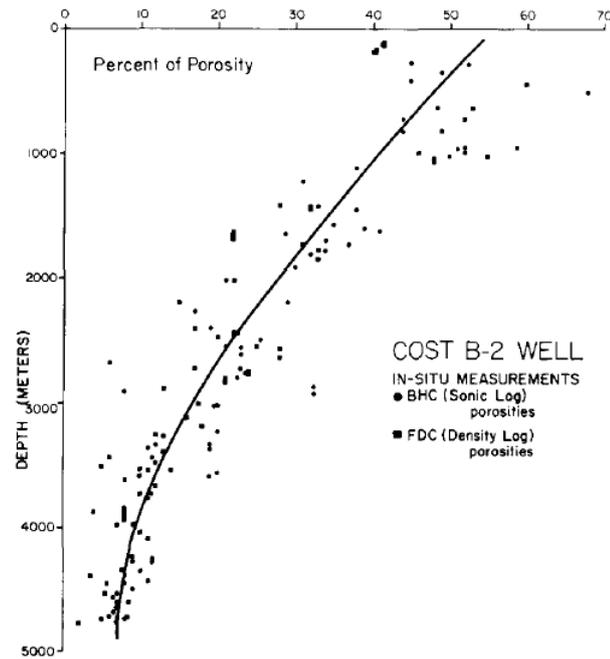


Figura 4.0.4 – Os pontos pretos indicam as medidas de porosidade. A linha cheia é curva exponencial ajustada para relação porosidade x profundidade do poço Cost B-2 (Watts & Steckler, 1979)

Segundo Bond & Kominz (1984), o caráter geral de exponencial pode ser mais ou menos suave dependendo de um fator associado à litologia através de uma constante litológica.

A equação 4.0.18 mostra que é possível modelar diferentes curvas para diferentes litologias, todas respeitando um caráter exponencial da forma:

$$\phi_i = \phi_i * e^{-cz} \quad (4.0.18)$$

nessa equação c é uma constante dependente da litologia, e z é a profundidade em que a unidade estratigráfica se encontra atualmente.

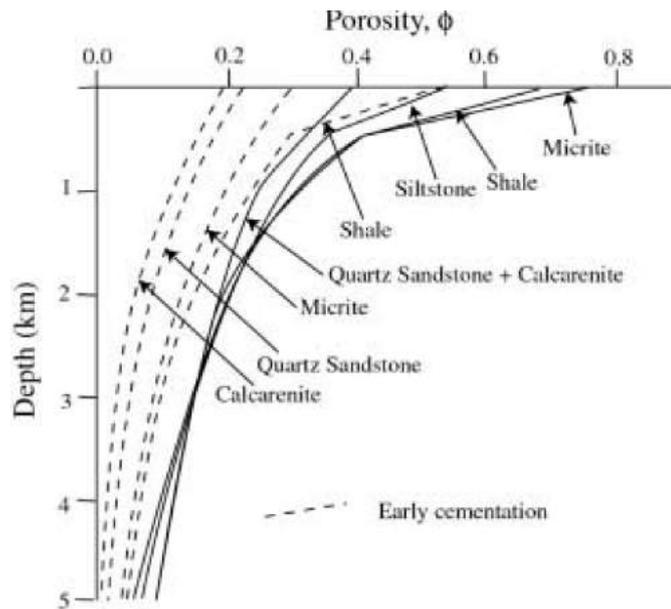


Figura 4.0.5 – Sumário das curvas de porosidade x profundidade para diferentes litologias, as linhas cheias representam as curvas que não assumem nenhum grau de cimentação, as linhas pontilhadas assumem cimentação (Bond & Kominz, 1984)

Em geral os trabalhos assumem apenas algumas litologias básicas como folhelho, arenito e carbonatos (Sclater & Christie, 1980). Também é possível assumir algum grau de diagênese, alguns trabalhos fazem essa consideração (figura 4.0.5).

A descompactação é realizada tantas vezes quantas forem as unidades estratigráficas definidas, visto que cada uma delas precisa ser descompactada, para em seguida ser compactada novamente, enquanto a camada sobrejacente é descompactada sobre ela, e assim sucessivamente, conforme mostra a figura 4.0.6

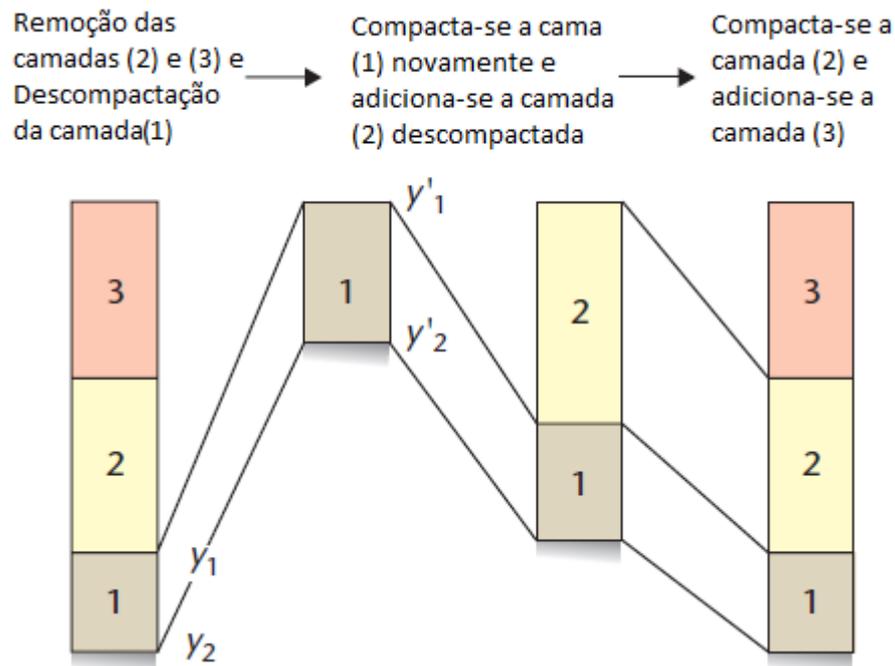


Figura 4.0.6 – Esquema mostrando as sucessivas descompactações das camadas (Modificado de (Allen & Allen, 2013))

ρs_i - Densidade Média dos Sedimentos (Allen & Allen, 2013)

Para equacionar e obter a densidade média dos sedimentos é preciso retomar o exemplo da figura 4.0.2, mas agora parametrizando os volumes contidos no cilindro

$$v_t = v_w + v_g \tag{4.0.19}$$

Analogamente, tem-se o mesmo princípio para as massas

$$m_t = m_w + m_g \tag{4.0.20}$$

onde m_t , m_w e m_g são a massa total, a massa da água e a massa dos grãos, respectivamente.

Traduzindo a equação 4.0.20 para em termos de densidades e volumes tem-se

$$\rho s_i v_t = \rho_w v_w + \rho g_i v_g \tag{4.0.21}$$

Mas s_i e g_i são a densidade média da camada de sedimentos e a densidade dos grãos da 'íezima camada, respectivamente, agora isolando e substituindo v_g da equação 4.0.19 na equação 4.0.20 tem-se:

$$\rho s_i v_t = \rho_w v_w + \rho g_i (v_t - v_w) \tag{4.0.22}$$

ou

$$\rho s_i v_t = \rho_w v_w + \rho g_i v_t - \rho g_i v_w \quad (4.0.23)$$

dividindo todos os termos por v_t

$$\frac{\rho s_i v_t}{v_t} = \frac{\rho_w v_w}{v_t} + \frac{\rho g_i v_t}{v_t} - \frac{\rho g_i v_w}{v_t} \quad (4.0.24)$$

e sabe-se que a fração v_w/v_t é a própria porosidade ϕ_i referente à camada descompactada, agora equação 4.0.24 pode ser reescrita na forma final como

$$\rho s_i = \rho_w \phi_i * + \rho g_i (1 - \phi_i *) \quad (4.0.25)$$

Até aqui as equações foram deduzidas para o caso de uma única camada sedimentar, em casos reais os cálculos precisam aplicar o *backstripping* repetidas vezes, para tantas camadas quanto forem definidas para o estudo. Nessa abordagem multi-camada (figura 4.0.6) é preciso implementar os cálculos de forma iterativa já que a cada passo será necessário seguir a sequência estratigráfica descompactando as unidades mais recentes e ao mesmo tempo compactar as camadas mais antigas, incorporando cada resultado dos cálculos individuais para toda a coluna sedimentar no final (última iteração) conforme mostra a equação 4.0.26.

$$\bar{\rho}_s = \frac{\sum_{i=1}^n [\rho_w \phi_i * + \rho g_i (1 - \phi_i *)] S_i *}{S *} \quad (4.0.26)$$

$\Delta s l_i$ – Eustasia A variação global do nível do mar referente a um datum é conhecida como variação eustática.

Não há um consenso sobre qual seria a curva ideal para se corrigir esse termo da equação, embora as curvas de Haq et al. (1987) sejam usadas em muitos trabalhos, algumas outras curvas eustáticas propostas por Pitman (1978) e Kominz (1984) divergem na ordem de mais de 100 metros de magnitude, além do mais, algumas diferenças significativas entre estimativas eustáticas podem resultar da topografia dinâmica da Terra. Em bacias terrestres este termo da equação nunca é utilizado.

5 Cálculo da Porosidade através do perfil sônico (Equação de Wyllie)

Ferramentas de poço com registro sônico/acústico podem auxiliar na avaliação da porosidade porque a velocidade compressional do som no fluido é menor que a velocidade na rocha. Quanto maior o espaço poroso na rocha preenchido por fluido, mais tempo a energia acústica leva para se obter do transmissor para o receptor (isto é, a baixa velocidade indica alta porosidade) (Wyllie et al., 1956). A velocidade medida ou o tempo de trânsito o somatório das partes:

Parte sólida ou estrutura da rocha (a matriz de rocha)

Revestimento rochoso dos poros (minerais acessórios)

Fluido que ocupa o espaço poroso

Por sua vez, o tempo de viagem na matriz de rochas, Δt_{ma} , é influenciado por variações em:

A litologia (composição físico-química)

Pressão de confinamento dos poros.

Cálculo da porosidade.

Para efetuar o cálculo da porosidade são levados em conta fatores que possuem relação empírica, uma dessas formulações é conhecida como a equação de Wyllie (Wyllie et al., 1956).

Quando se conhece a velocidade da matriz rochosa e dos fluidos do poço, a porosidade pode ser calculada. A equação da porosidade é deduzida pelas formulações mostradas abaixo:

$$\frac{1}{v} = \frac{\phi}{vf} + \frac{(1 - \phi)}{vma} \quad (5.0.1)$$

- ϕ = porosidade da rocha
- V = velocidade da formação (ft / miliseg)
- V_f = velocidade dos fluidos intersticiais (ft / miliseg)
- v_{ma} = velocidade da matriz da rocha (ft / miliseg)

Expresso em função do tempo de trânsito (Δt):

$$\phi = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \tag{5.0.2}$$

- Δt = tempo de trânsito lido/medido (miliseg/ft)
- Δt_f = tempo de trânsito dos fluidos intersticiais (miliseg/ft)
- Δt_{ma} = tempo de transido da matriz rochosa (miliseg/ft)

A tabela abaixo mostra os tempos de transito para diversas litologias e fluidos.

TABLE 3C.3—VELOCITY AND ACOUSTIC SLOWNESS (TRANSIT TIME) VALUES FOR COMMON RESERVOIR FLUIDS AND LITHOLOGIES (after Carmichael)			
Fluid	V_f (ft/sec)	Δt_f (μ sec/ft)	
Water with 20% NaCl	5,300	189	
Water with 15% NaCl	5,000	200	
Water with 10% NaCl	4,800	208	
Water (pure)	4,600	218	
Oil	4,200	238	
Methane	1,600	626	
Air	1,100	910	
Lithology (matrix)	V_{ro} (ft/sec)	Compressional Δt_{ro} (μ sec/ft)	Shear Δt_{ro} (μ sec/ft)
Sandstone			
Unconsolidated	17,000 or less	58.8 or more	93
Semiconsolidated	18,000	55.6	92.9
Consolidated	19,000	52.6	92.9
Limestone	21,000	47.6	
Dolomite	23,000	43.5	72
Shale	8,000 to 16,000	167 to 62.5	
Salt (halite)	15,000	67	116
Coal			
Lignite	7,150	140	
Bituminous	8,300	120	
Anthracite	9,500	105	
Granite	20,000	50	
Minerals			
Calcite	22,000	46	89
Quartz	18,000	51	74
Evaporites			
Anhydrite	20,000	54	98
Gypsum	19,000	53	
Trona		65	
Iron Minerals			
Limonite		57	103
Pyrite		38	59
Siderite		44	85
Hematite		46	72
Micas			
Biotite		51	224
Muscovite		47	79

Figura 5.0.1 – Tempos de trânsito para diferentes litologias. Retirado de Petrowiki-SPE (Society of Petroleum Engineers).

Para a maioria dos poços o tempo de trânsito do fluido não varia muito e o valor de 189 miliseg/ft é assumido, a exceção são reservatórios com muito gás. Neste trabalho este foi o valor assumido para todos os poços.

A equação de Wyllie (Wyllie et al., 1956) assume que a porosidade é obtida por tempos de trânsitos em formações consolidadas/compactadas, de maneira que rochas pouco consolidadas produzem valores de porosidade falseados. Para corrigir este efeito, e para arenitos argilosos que ultrapassam 100 miliseg/ft existe um fator de correção que pode ser aplicado

$$Cp = \frac{\Delta tsh}{100} \tag{5.0.3}$$

Onde Δt_{sh} é o tempo de trânsito da medida.

Este coeficiente de compactação (C_p) assume valores entre 1.0 e 1.3. O presente trabalho assumiu o valor de 1.3.

Implementando o fator de correção na equação de Wyllie resulta em

$$\phi = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \frac{1}{C_p} \quad (5.0.4)$$

6 Métodos Potenciais

6.1 Magnetometria

Campo Magnético Terrestre

O campo magnético terrestre (CMT) pode representar cerca de 90% do campo observado quando é feita uma aproximação que considera o núcleo da Terra um grande ímã magnético (figura 6.1.1). Provavelmente é uma boa simplificação do campo real que seria um complexo efeito de sistemas de correntes elétricas associadas à correntes de convecção. O pólo norte magnético de uma bússula aponta para o sul magnético do CMT porque polos opostos se atraem. Por convenção o CMT aponta para o Norte na superfície terrestre. O eixo deste ímã hipotético da Terra não coincide com o eixo de rotação da Terra, mas é deslocado de aproximadamente 10° em relação ao mesmo, logo os polos magnéticos e os polos terrestres não coincidem (Dentith & Mudge, 2014).

O maior e mais estável campo originado no núcleo é denominado Campo Interno. Ele é responsável pelo magnetismo induzido e remanente nas rochas. Mudanças no magnetismo das rochas da crosta superior causam variações espaciais de curto comprimento de onda no campo, que são sobrepostas às variações de grande comprimento de onda do Campo Interno. Mapear tais variações do campo magnético em função das características crustais é o objetivo de um levantamento magnético (Dentith & Mudge, 2014).

Existe também uma componente instável no CMT que condiz com as fontes externas a Terra, como o Sol, que está associada a variações em escalas de tempo que vão desde frações de segundo até meses (Dentith & Mudge, 2014).

O CMT de uma determinada localidade é definido por sua intensidade (ou força), e a sua direção, descrita por seu mergulho (ou inclinação) e sua declinação (figura 6.1.1), características que variam ao longo de toda a superfície terrestre. Locais onde as linhas do campo são paralelas à superfície terrestre onde a inclinação é zero grau definem o Equador Magnético (Dentith & Mudge, 2014).

Os polos magnéticos por definição são as localidades onde o campo é vertical, ou seja, perpendicular à superfície da Terra. A inclinação é de $+90^\circ$ no polo norte magnético e -90° no polo sul magnético. A declinação é definida pela direção no plano horizontal, ela é medida (positiva) em sentido horário em relação ao norte geográfico (Dentith & Mudge, 2014).

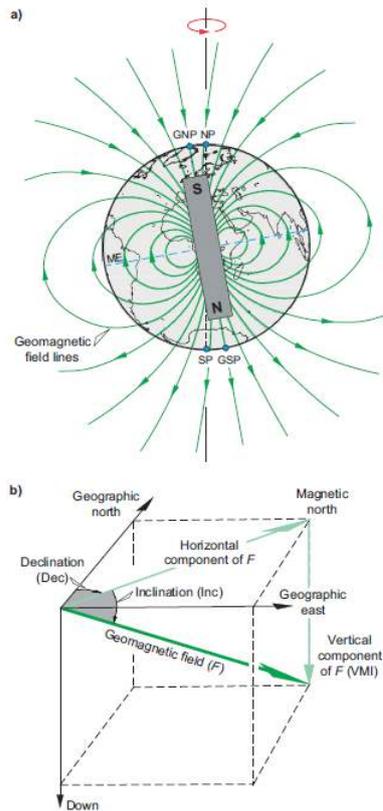


Figura 6.1.1 – (a) Aproximação do campo geomagnético por um dipolo inclinado em relação ao eixo de rotação da Terra. Os pólos magnéticos reais não coincidem com o pólo geomagnético do dipolo ou dos pólos geográficos. PIB - pólo norte geomagnético, GSP - geomagnético pólo sul, ME - equador magnético, NP - pólo norte geográfico, e SP - pólo geográfico sul. VMI - intensidade magnética vertical. (b) Elementos que definem o campo geomagnético (F). A direcção do campo é definida por os ângulos de inclinação (Inc) e declinação (dec) (Dentith & Mudge, 2014).

De acordo com Hinze et al. (2013) a magnitude máxima do CMT chega a aproximadamente 60.000 nT no polo norte, e 67.000 nT no polo sul magnético. A região com menor intensidade é o sul do Oceano Atlântico, essa característica é importante porque implica que uma fonte de magnetismo induzido pareça menor onde a intensidade do campo é mais fraca que o comparada a uma região com um campo de maior magnitude e mesma direcção (figura 6.1.2).

A componente mais estável do CMT é obtida por um modelo matemático desenvolvido a partir de muitas medidas obtidas ao longo de anos em todo o globo terrestre, ela é conhecida como IGRF (International Geomagnetic Reference Field).

O IGRF fornece a magnitude e a direcção do campo em qualquer localidade, sendo representado por um longo e suave comprimento de onda que se sobrepõe aos comprimentos de onda da crosta, geralmente mais curtos Hinze et al. (2013).

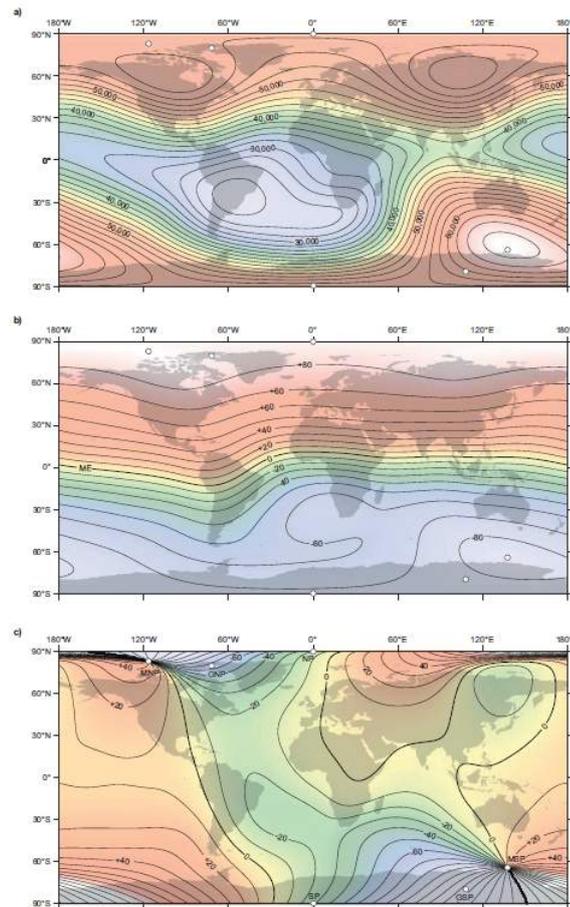


Figura 6.1.2 – (a) Os mapas do IGRF de 2004. (a) Intensidade (nT), (b) Inclinação (graus), (c) Declinação (graus). GNP - Geomagnetic North Pole, GSP - Geomagnetic South Pole, ME – Magnetic Equator, MNP - Magnetic North Pole, MSP - Magnetic South Pole, NP - North Geographic Pole, e SP – South Pole. (Dentith & Mudge, 2014).

Variações Temporais do CMT

A variação de maior período (1 ano) do CMT é a variação secular. Essas variações não condizem somente com a intensidade, mas também com a inclinação e declinação do campo, e são associadas a prováveis mudanças nas correntes elétricas que geram o campo interno. De qualquer forma essas variações não produzem efeitos apreciáveis em levantamentos locais e de curta duração, mas afetam somente os levantamentos feitos ao longo de décadas (Dentith & Mudge, 2014; Hinze et al., 2013).

O polo norte magnético está migrando em direção a oeste, e estudos paleomagnéticos indicam que o CMT inclusive sofreu reversões diversas vezes. A direção atual é dita direção normal, a direção prévia é denominada direção reversa, e data de aproximadamente 780.000 anos (Dentith & Mudge, 2014).

Os intervalos de tempo de reversão magnética vão de 50.000 a 5 milhões de anos, essas reversões têm influência sobre o magnetismo remanente das rochas da crosta, que

por sua vez influenciam fortemente as respostas magnéticas. As demais variações de curto período temporal do CMT que realmente afetam o levantamento são tidas como ruído ambiental (figura 6.1.3).

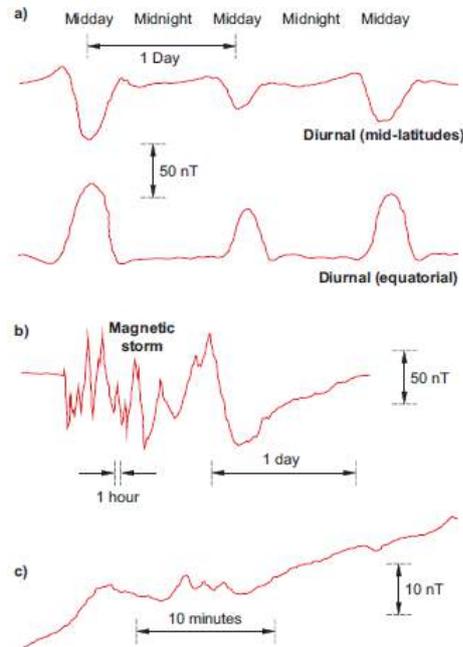


Figura 6.1.3 – As variações do CMT de curto período temporal. (a) Variações diurnas, (b) tempestade magnética, e (c) micropulsações (Dentith & Mudge, 2014).

6.2 Gravimetria

Reduções Gravimétricas

Para que as medidas gravimétricas adquiridas em campo possam ser interpretadas, elas precisam de uma redução no seu valor original de maneira a retirar todos os efeitos que não tenham como causa o contraste de densidade entre rochas de sub superfície. Esse processo se dá em diversas etapas sequenciadas que são denominadas reduções gravimétricas (figura 6.2.1) (Dentith & Mudge, 2014).

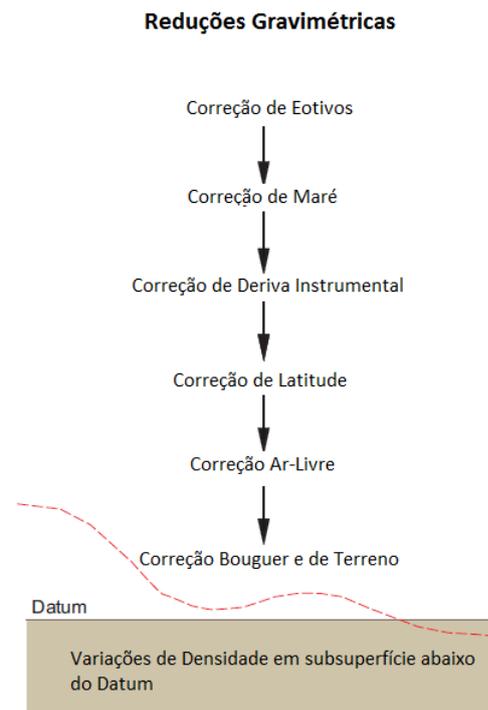


Figura 6.2.1 – Esquema de reduções gravimétricas em ordem de operação. Modificado de (Dentith & Mudge, 2014)

Correção de Eötvös

No caso da aquisição em movimento, como no caso dos aerolevantamentos, as medidas acabam sendo afetadas pela aceleração centrífuga, cuja componente vertical afeta as medidas, e a correção para retirar esse efeito é chamada Correção de Eotvos. Esse efeito produz variações da ordem de dezenas de miligals em navios, a centenas de miligals em aviões.

Para aplicar a correção adota-se um raio médio para a Terra e se negligencia a elevação da plataforma móvel, assim correção de Eötvös é simplificada como

$$getv = 4.040V \cos \theta \cos \alpha + 0.00121V^2 \quad (6.2.1)$$

Se a plataforma móvel navega na direção norte-sul ($\alpha = 0$) o efeito de Eötvös é nulo, enquanto que se o curso for feito de oeste para leste (sentido da rotação da Terra) o valor é somado, o sentido oposto implica uma subtração (Hinze et al., 2013).

Correção de Maré

Mesmo na ausência de movimento as medidas de gravidade num determinado ponto devem oscilar periodicamente, obedecendo à influencia da interação entre o campo

gravitacional da terra com outros corpos celestes, principalmente o sol e a lua. Apesar da massa solar ser expressivamente superior a da lua, ela ainda exerce maior influência sobre a gravidade terrestre por conta da maior proximidade (Kearey et al., 2013).

Sob influência gravitacional a Terra também sofre uma variação na sua forma em cerca de alguns centímetros a mais de elevação em alguns locais da superfície, e por consequência disso, esses pontos acabam por influenciar as medidas obtidas no levantamento, essa maré é conhecida como maré sólida (Kearey et al., 2013) .

Na prática, a correção para esses efeitos pode ser realizada de forma fácil, basta que as amarrações com a base (reocupação) sejam feitas em intervalos muito menores ($<1/4$) que o período de maré terrestre, e juntamente remove-se a deriva instrumental (Kearey et al., 2013) .

Correção de Deriva Instrumental

A correção de deriva serve para corrigir os desvios que as medidas sofrem ao longo do tempo em que o instrumento experimenta pequenas contingências físicas como dilatação térmica e desgaste mecânico, o que causa alteração na sua acurácia. Esse desvio acaba sendo embutido nas medidas de campo de maneira a se confundir com as variações das próprias medidas em função dos deslocamentos efetuados durante o levantamento, o que leva à necessidade de uma estação fixa para referência, chamada de estação-base. Essa estação marca a primeira e a última medição, e realizadas as outras correções a diferença entre as medidas é a deriva instrumental (Dentith & Mudge, 2014).

Assumindo uma deriva instrumental linear, a correção é obtida pelo produto da diferença entre as respectivas medidas de campo/estação-base pelo fator de calibração dado pelo fabricante do gravímetro (Dentith & Mudge, 2014).

Correção de Latitude

Há uma variação da gravidade que advém da diferença de latitude entre o ponto de levantamento e a base, essa variação precisa ser corrigida pela correção de latitude. Se a latitude e o valor absoluto de gravidade fosse obtido em todos os pontos do levantamento (o que é praticamente impossível), bastaria amarrar a estação base por uma medida absoluta de gravidade, e então a correção de latitude é a gravidade normal (eq.16) calculada para aquela localização. O valor dessa correção é subtraído da medida de deriva, de Eotvos e de maré (Dentith & Mudge, 2014).

A latitude depende do esferóide usado para a sua determinação, mas essa correção pode ser obtida pelo gradiente normal de gravidade que é suficientemente suave e gradual

para ser simplificado por um aumento linearmente pequeno em direção ao pólo geográfico mais próximo (Dentith & Mudge, 2014). Com efeito, o gradiente de latitude representa uma mudança no valor de gravidade com o aumento da componente norte-sul da distância entre os pontos de levantamento e a base dado por:

$$g\varphi(N - S) = 0.00812 \sin 2\varphi \text{ (gu/m)} \quad (6.2.2)$$

onde φ é a latitude (negativa para o hemisfério sul) da estação base.

É particularmente interessante onde a latitude dos pontos de medição é desconhecida, a prática dessa correção é a de simplesmente multiplicar o gradiente norte-sul de latitude pela componente norte-sul da distância entre estação base e pontos de medição. Como a gravidade tende a aumentar em direção aos pólos, o valor da correção é subtraído para as estações mais próximas do pólo e somada aos pontos mais próximos ao equador, de forma que idealmente a estação base deve estar no centro do levantamento (Dentith & Mudge, 2014).

Correção de Ar-Livre

Essa correção compensa o efeito que uma medida gravimétrica registra que o levantamento está sendo feito numa elevação topográfica, e portanto, mais afastado do centro da Terra do que o próprio datum de referência do levantamento, o que pela lei de Newton implica o decaimento dos valores de gravidade (Dentith & Mudge, 2014).

Pode-se utilizar um datum arbitrário, mas geralmente usa-se o atual nível médio do mar como datum.

O valor da correção ar-livre pode ser deduzido do valor teórico da gravidade $g(p)$ num ponto p , a uma altura h (referente ao datum),

$$g(p) = k \frac{M}{(R + h)^2} = k \frac{M}{R^2} \left(1 - 2\frac{h}{R} + 3\frac{h^2}{R^2} - \dots\right), \quad (6.2.3)$$

$$g(p) = k \frac{M}{(R + h)^2} = g(0) \left(1 - 2\frac{h}{R} + 3\frac{h^2}{R^2} - \dots\right), \quad (6.2.4)$$

$$g(0) - g(p) \simeq 2g(0) \frac{h}{R}, \quad (6.2.5)$$

onde $g(0)$ é o valor de gravidade para o datum, M é a massa da Terra, k é a constante gravitacional e R é o raio da Terra. Mas o raio da Terra varia entre o equador e os

polos, levando a uma variação na aceleração gravitacional de 0.02 mGal/m entre eles. Considere-se uma aceleração média $g(m)$ e um raio médio terrestre $R(m)$, deduz-se da 6.2.5 a expressão

$$g(0) - g(p) \simeq 2g(m) \frac{h}{R(m)}, \quad (6.2.6)$$

onde a correção ar-livre tem o seguinte valor

$$\text{FAC} = +0.3086 \text{ mGal/m.}$$

Ela é sempre positiva porque compensa um efeito que é sempre de redução do valor nominal.

Correção Bouguer

Na medida em que aumenta a elevação entre o ponto de medição e o datum, também aumenta a massa rochosa entre ambos, gerando uma aceleração a mais que não advém das rochas em subsuperfície. Para corrigir este efeito indesejado é que se realiza a correção bouguer (Dentith & Mudge, 2014).

A correção Bouguer é deduzida a partir da consideração de uma placa uniforme infinita de espessura t , com densidade constante ρ que gera uma atração gravitacional expressa como

$$2\pi k\rho t, \quad (6.2.7)$$

conhecida como placa Bouguer. Fixando os outros valores deixando apenas a densidade como variável tem-se

$$0.04196\rho(\text{mGal/m}) \quad (6.2.8)$$

6.3 Técnicas de Realce dos Dados Potenciais

A um mapa de dados potenciais (gravimétrico e magnético) apresenta anomalias que incorporam indistintamente o efeito de diversas fontes, mais rasas ou mais profundas. A separação do efeito dessas fontes envolve a formulação de hipóteses, geralmente respaldadas por informações a priori de caráter geológico. Este processo inclui o uso de técnicas de realce através da filtragem dos dados de forma a facilitar a visualização e adequar os dados à interpretação.

O fluxograma abaixo apresenta as etapas que envolvem o processo de transformação e filtragem dos dados.

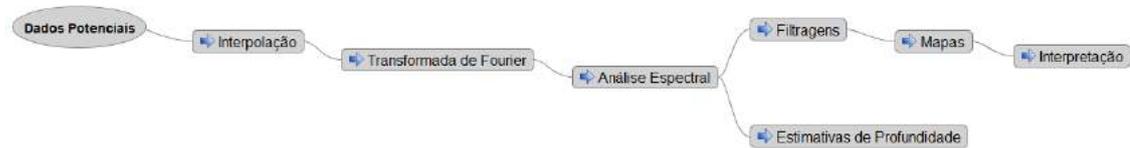


Figura 6.3.1 – Fluxograma de processamento de filtragem dos dados potenciais

Interpolação

Nos dados geofísicos a interpolação serve para transformar um conjunto de dados discretos, com cobertura aleatória, orientada, ou em malha, num conjunto contínuo de dados distribuídos em um mapa. Para tanto, se estipula uma função que leve em conta os pontos de medida do levantamento, e ao mesmo tempo seja representativa para o fenômeno em questão.

Os trabalhos geofísicos envolvendo dados potenciais têm objetivos que variam bastante em termos de escala, que vai desde a exploração mineral (fontes rasas), até a geotectônica (fontes profundas). Este trabalho tem como objetivo a caracterização de estruturas, desde as fontes mais rasas (soleiras) até as mais profundas (embasamento). A separação do efeito dessas fontes não é trivial, e demanda uma mudança na maneira de se processar e analisar os dados, esse processo passa pela Transformada de Fourier.

Para aplicar as técnicas de filtragem apresentadas neste trabalho foi usado o software Oasis Montaj da empresa Geosoft® através do plugin MAGMAP.

Revisão da Transformada de Fourier

Segundo Blakely (1996), se uma determinada função é considerada periódica, então poderá ser descrita sob a forma de somatório de infinitas funções senoidais ponderadas. Com efeito, se $f(x)$ é uma função periódica de período X , então é possível escrevê-la como

$$f(x) = \sum_{-\infty}^{+\infty} F_n e^{iknx} \quad (6.3.1)$$

onde

$$kn = \frac{2\pi n}{x} \quad (6.3.2)$$

Os coeficientes F_n deste somatório são dados por números complexos determinados pela integral

$$F_n = \frac{1}{x} \int_{x_0}^{x_0+X} f(x) e^{-iknx} dx \quad (6.3.3)$$

Agora supõe-se que o caso em que $f(x)$ não se repita num segmento finito no do domínio x , então basta que $f(x)$ seja razoavelmente comportada e tenha a sua variação contida num intervalo finito do domínio de x , o que está condicionado pela inequação

$$\int_{-\infty}^{\infty} \|f(x)\| dx < \infty \quad (6.3.4)$$

É razoável prever que a gravimetria e a magnetometria satisfaçam essa condição quando a área levantada se estenda para muito além dos limites laterais dos corpos causadores de anomalias (Blakely, 1996).

Considera-se agora a situação em que função se repita no infinito, ou seja, $x \rightarrow \infty$ na equação 6.3.4, então a transformada de Fourier da função $f(x)$ é:

$$F(k) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) e^{-ikx} dx \quad (6.3.5)$$

A variável k na equação 6.3.5 é denominada número de onda, tem como unidade do inverso da distância, e sua relação com o comprimento de onda λ é dado pela fórmula:

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (6.3.6)$$

A transformada de Fourier, $F(k)$, em geral é uma função complexa, e por tanto é composta por parte real e parte imaginária, podendo ser escrita sob a forma

$$F(k) = \text{Re}[F(k)] + i \text{Im}[F(k)], \quad (6.3.7)$$

$$F(k) = \|F(k)\| e^{i\Theta(k)}, \quad (6.3.8)$$

o módulo por sua vez é expresso como

$$\|F(k)\| = \left[[\text{Re}[F(k)]]^2 + [\text{Im}[F(k)]]^2 \right]^{1/2} \quad (6.3.9)$$

Outro parâmetro importante que pode ser extraído é a fase espectral, ou simplesmente fase ($\Theta(k)$), dada como

$$\Theta(k) = \arctan\left(\frac{\text{Im}[F(k)]}{\text{Re}[F(k)]}\right) \quad (6.3.10)$$

Até aqui todas as equações foram desenvolvidas para 1 dimensão, mas todas as considerações são válidas para o caso de 2 dimensões (x e y) sendo então

$$F(kx, ky) = \iint_{-\infty}^{\infty} f(x, y)e^{-i(kx, ky)} dx dy \quad (6.3.11)$$

onde kx e ky mantém uma relação com o comprimento de onda nas direções x e y, respectivamente, como é detalhado abaixo

$$kx = \frac{2\pi i}{\lambda_x} \quad (6.3.12)$$

$$ky = \frac{2\pi i}{\lambda_y} \quad (6.3.13)$$

A figura abaixo ilustra o processo da transformada de fourier.

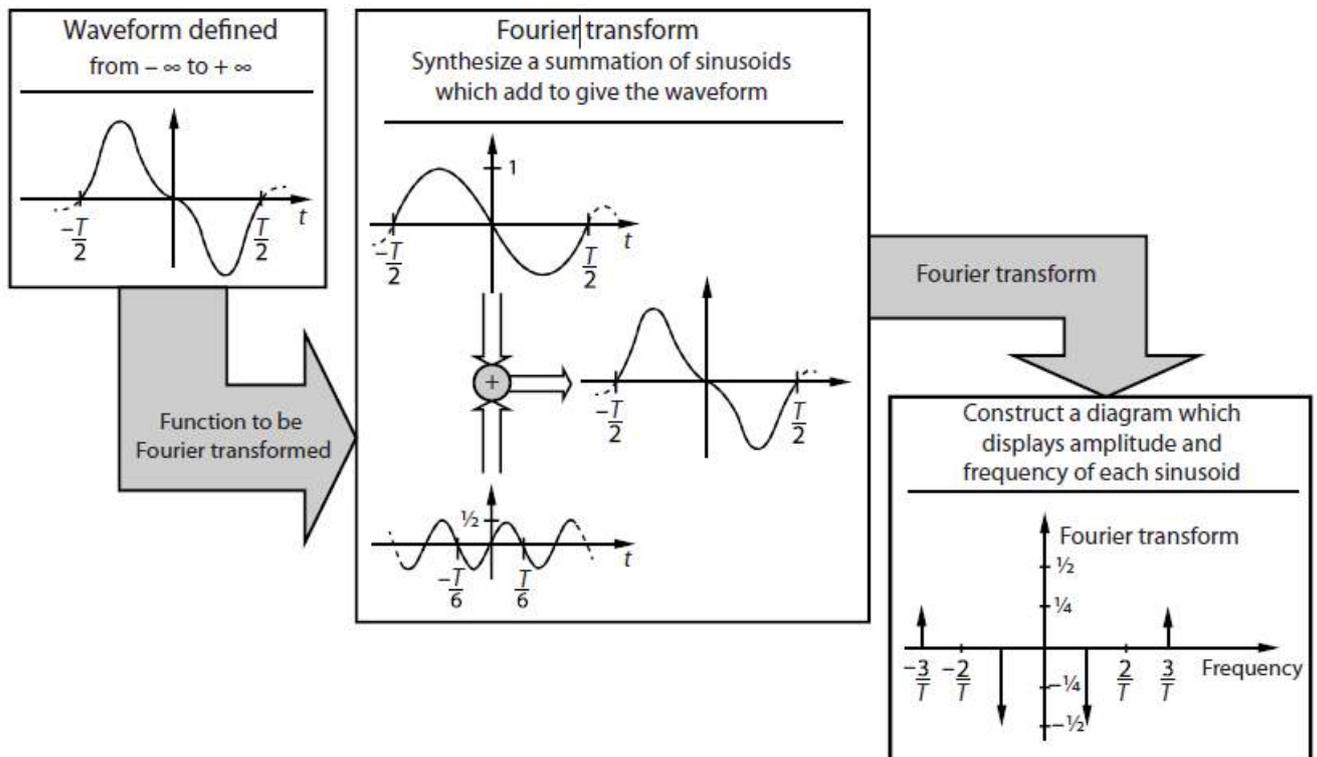


Figura 6.3.2 – Ilustração esquemática da Transformada de Fourier para uma onda senoidal. Modificado de Brigham (1974).

Esta análise descrita por Gunn (1997) e Spector & Grant (1975) é feita com base em um grid de onde se extrai o espectro de potencia radial dos dados, isso denota a energia relativa ao número de onda e a sua direção, através de uma função bidimensional. O resultado é expresso na forma de um gráfico, onde o eixo x representa o número de onda e o eixo y representa o logaritmo do espectro de potência. Matematicamente a energia é dada em logaritmo pela equação:

$$\log E(r) = 4\pi r. \quad (6.3.14)$$

Nesta equação $E(r)$ = energia, e

$$r = (u^2 + v^2)^{1/2} \quad (6.3.15)$$

sendo u e v os números de ondas nas direções x e y, respectivamente.

Usando estas relações é possível estimar estatisticamente uma profundidade associada a um conjunto de dados cuja tendência é ajustada por regressão linear, onde se obtém a declividade (coeficiente angular da reta), que é o parâmetro usado na equação:

$$h = -\frac{s}{4\pi}, \quad (6.3.16)$$

sendo h é a profundidade estimada e s é o coeficiente angular.

Realiza-se uma conversão dos dados observados no espectro para um determinado número de onda, em unidades do terreno (UT), através da equação abaixo:

$$UT = \left(\frac{1}{w}\right) 1000 \quad (6.3.17)$$

onde w é o número de onda.

A regressão linear é ajustada por partes, para que se mantenha a consistência estatística do ajuste, ao passo que isso também é interessante para a geofísica uma vez que distingue a distribuição dos dados potenciais em classes de profundidade. Via de regra geral são ajustadas três retas por regressão linear, estimando três classes de fontes: profundas, intermediárias e rasas.

Este método é semi-quantitativo porque se utiliza de um fator estatístico envolvendo o espectro de potência dos dados. Este método pode fornecer uma estimativa da profundidade dos corpos causadores, mas não é uma modelagem pois não fornece uma distribuição geométrica de densidades em profundidade, o que seria modelagem (Gunn, 1997 ; Spector & Grant, 1975).

PRÉ-PROCESSAMENTO E PROCESSAMENTO DOS DADOS

As etapas de pré-processamento constituem o Controle de Qualidade dos dados, já realizado em campo, e por tanto já incorporados aos dados brutos (ASCII) entregues à ANP. Segue-se a isso a etapa de processamento dos dados, o que inclui a confecção dos grids e a preparação dos grids para a aplicação da FFT de maneira a preservar os dados das distorções inconvenientes. A última etapa do processamento trata de filtrar os dados para promover um realce, visando destacar ou suprimir determinadas características das anomalias para facilitar a interpretação qualitativa dos mesmos.

Cada técnica de realce gera um determinado mapa que é usado de forma a complementar uma outra interpretação prévia. Contudo, vale destacar que tanto as técnicas de realce, utilizando-se de filtros, podem degradar os dados geofísicos, distorcendo as anomalias ou ainda criando anomalias artificiais (artefatos).

Os filtros podem ser aplicados na tentativa de isolar anomalias de profundidades distintas, facilitando a caracterização das estruturas. No caso da magnetometria, dada uma mesma rocha (assumindo susceptibilidades magnéticas parecidas), as anomalias de pequeno comprimento de onda, via de regra geral mas com exceções, são causadas por fontes mais rasas.

Seja pela complexidade inerente à metodologia geofísica (ambiguidade), seja pela complexidade das características fenomenológicas dos campos potenciais, a boa prática da interpretação demanda um bom crivo advindo do conhecimento geológico da área em estudo.

Processamento dos grids Para a interpolação e obtenção da malha quadrada dos valores da gravidade (Ar Livre e Bouguer) foi utilizado o programa BIGRID (Oasis Montaj, v. 6.4.2, Geosoft®), que interpola dados distribuídos em perfis, paralelos ou subparalelos, usando o algoritmo de Akima para interpolar primeiramente as amostras distribuídas ao longo das linhas de vôo e Cubic na direção perpendicular às mesmas. Este algoritmo é favorável ao caso por levar em conta a maior taxa de amostragem na direção das linhas de vôo e a extensão lateral das feições mapeadas, observando-se forte correlação entre perfis laterais.

Os grids deste trabalho foram elaborados a partir de interpolação em malha quadrada, com as dimensões de 2000 m x 2000 m.

Etapas de preparação dos grids para a FFT:

1. Remoção da tendência (*trend*) de primeira ordem dos dados. Nem sempre se cumpre esta etapa, mas é recomendado.

2. Expansão do grid original, de formato poligonal, em todas as suas arestas de maneira a configurar um quadrado com dimensões aceitáveis (menos de 2520x2520) para a aplicação da Transformada Rápida de Fourier (Fast Fourier Transform- FFT).
3. Substituição dos valores dummy por valores obtidos na interpolação da parte válida do grid. Depois do pré-processamento o grid está pronto para a aplicação da FFT-2D.

Técnicas de realce

Intensidade Magnética Total (TMI)

A TMI é resultado dos dados magnéticos após o pré-processamento e a remoção do campo magnético terrestre. Tende a refletir a susceptibilidade magnética média em escala regional (Beaumont & Foster, 1999) .

Amplitude do Sinal Analítico (ASA)

O filtro de Amplitude do Sinal Analítico é um filtro de mapeamento de bordas de corpos. Particularmente em locais onde a fonte é rasa, onde a latitude magnética é baixa e onde a magnetização remanescente é significativa, os resultados são satisfatórios (Li, 2006). Este método foi introduzido por Nabighian (1972), no caso 2D, como uma ferramenta de estimativa de profundidade e de localização de fontes anômalas. O ASA possui a característica de ter as amplitudes máximas em cima das bordas principalmente quando os corpos são rasos. Segundo Li (2006), com o aumento da profundidade, os valores máximos são deslocados. Conforme Blakely (1996) demonstrou, o ASA consiste na combinação dos gradientes horizontal e vertical da anomalia. Seus resultados são dependentes da profundidade, extensão e ângulo de mergulho do corpo, além da direção do campo magnético da Terra. A Amplitude do Sinal Analítico é dada pela equação abaixo, onde A são os valores do campo magnético anômalo.

Gradiente Horizontal Total (THDR)

O filtro de gradiente horizontal total é usado para o aprimoramento na detecção de bordas de corpos anômalos em dados de campo potencial (Cooper and Cowan, 2008). Quando o gradiente horizontal de uma anomalia é medido, avaliam-se as mudanças abruptas das propriedades físicas que variam lateralmente.

Este filtro realça as altas frequências e posiciona os picos das anomalias bem próximas das bordas dos corpos, com valores mínimos na parte central, diminuindo a força do sinal com o aumento da profundidade (Ferreira et. al, 2013).

Quando aplicado a dados magnetométricos e gravimétricos, este filtro destaca mudanças abruptas entre contatos geológicos que variam lateralmente tanto de susceptibilidades magnética, quanto de diferentes densidades, onde os gradientes mais íngremes indicam tais mudanças.

O Gradiente Horizontal Total (Blakely, 1996) é calculado a partir da raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas das anomalias (A) em cada direção (x e y).

A figura abaixo mostra os operadores matemáticos dos filtros descritos acima.

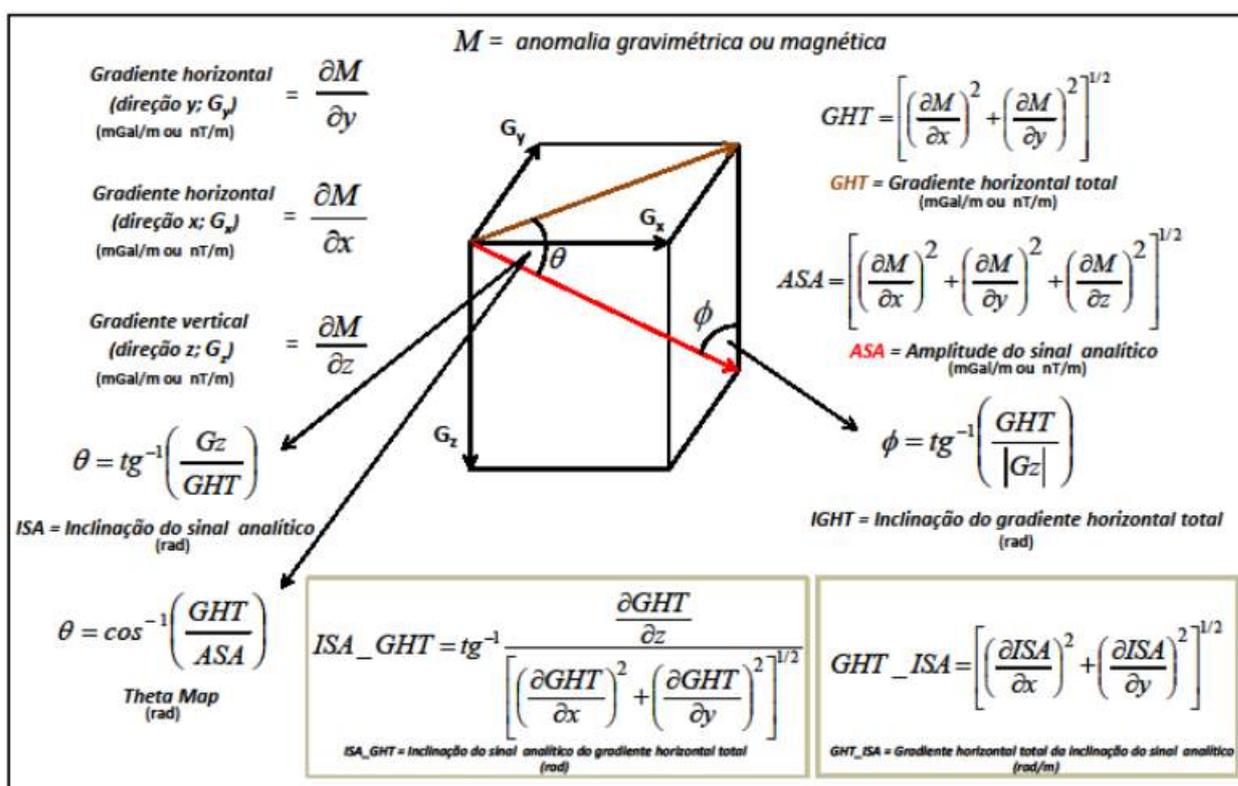


Figura 6.3.3 – Filtros usados a partir dos dados de magnetometria com os respectivos operadores matemáticos. ASA (ASA - Nabighian, 1972,1974; Roest et al., 1992); GHT (THDR - Cordell & Grauch, 1985); ISA (TDR, Miller & Singh, 1994); GHT-ISA (TDR-THDR - Verduzco et al., 2004); Theta map (Wijus et al., 2005); IGHT (TDX - Cooper & Cowan, 2006)

7 Base de dados e procedimentos técnicos

7.1 Dados Potenciais

Os dados de gravimetria e magnetometria apresentados neste trabalho foram obtidos por aerolevantamentos do projeto 0001_*SOLIMÕES_JANDIATUBA* realizado em 2010 pela Lasa Engenharia e Prospecções S.A., que também foi responsável por todo o pré-processamento dos dados. Os dados foram disponibilizados pelo BDEP-ANP, e concedidos por meio de autorização.

O levantamento recobriu linearmente em torno de 25.000 km de perfis gravimétricos e magnéticos, e a aeronave que operou no levantamento foi a Caravan C208. O aerogravímetro usado no levantamento foi o AGG Falcon, que mede a gradiometria gravimétrica com o campo das anomalias Bouguer e Ar Livre, e recomposto ao final do processamento.

As leituras dos dados foram posicionadas através do sistema de observação de satélite GPS, com precisão de centímetros. Para possibilitar esta precisão foram utilizadas estações base de GPS, instaladas nas cidades de Tabatinga e Carauari localizadas no Estado do Amazonas conforme a figura 7.1.1.

A tabela 1 abaixo apresenta as coordenadas lat-long(em datum SAD-69) dos vértices da área mostrada na figura 7.1.1.

Vértice	Latitude	Longitude
1	-2°59'58.70"	-67°59'58.05"
2	-2°59'58.68"	-66°59'58.06"
3	-5°59'58.66"	-66°59'58.05"
4	-5°59'58.67"	-68°59'58.02"
5	-6°29'58.65"	-68°59'58.01"
6	-6°29'49.90"	-71°21'01.26"
7	-4°59'52.00"	-71°20'39.14"
8	-4°59'58.68"	-69°44'58.00"
9	-4°29'58.67"	-69°44'58.01"
10	-4°29'58.66"	-68°59'58.02"
11	-3°59'58.67"	-68°59'58.02"
12	-3°59'58.68"	-67°59'58.05"

Tabela 1 – Coordenadas da área de aquisição

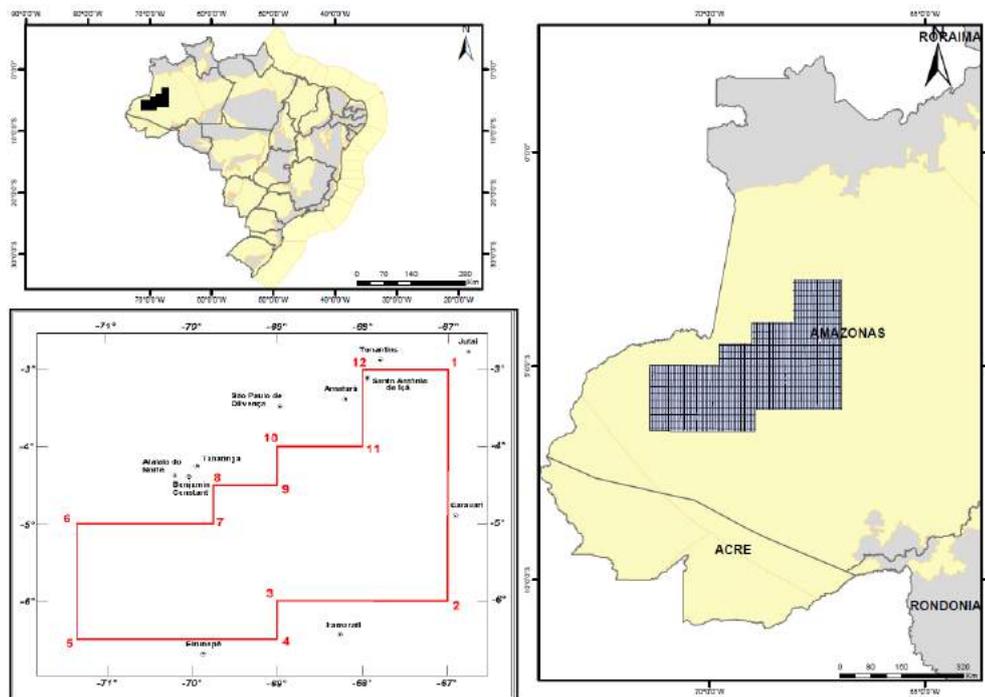


Figura 7.1.1 – Área do aerolevantamento de dados potenciais do projeto 0001_SOLIMÕES_JANDIATUBA.

Parâmetros do Levantamento

Os parâmetros utilizados para a execução do levantamento estão descritos a seguir:

- Espaçamento das linhas de produção: 6.000 metros.
- Espaçamento das linhas de controle: 18.000 metros.
- Direção das linhas de produção: N-S.
- Direção das linhas de controle: E-W.
- Intervalo entre as medições geofísicas: 0,1 segundo.
- Altitude média de vôo: 100 metros.

Características da aerogravimetria gradiométrica - AGG

O sistema de aerogravimetria gradiométrica (AGG) adota uma subscrição para identificar os componentes dos tensores de gravimetria. As letras minúsculas são usadas para identificar os componentes do campo da gravidade e as maiúsculas para identificar os componentes do tensor de gravimetria gradiométrica. Assim o parâmetro medido durante um levantamento de exploração normal da gravidade no terreno é g_D e o gradiente vertical desta componente é G_{DD} .

A unidade de medida do componente vertical da gravidade, g_D , obtida no levantamento foi o mGal. Os componentes do tensor do gradiente são apresentados em Eötvös, que é usualmente abreviado como Eö. Por equivalência de unidades, $1\text{Eö} = 10^{-4} \text{ mGal/m}$.

O instrumento gradiométrico Falcon adquire dois componentes de curvatura do tensor do gradiente de gravidade nomeados G_{NE} e G_{UV} onde $G_{UV} = [G_{EE} - G_{NN}]/2$. Como estes componentes de curvatura não podem ser facilmente relacionados com a geologia causadora, eles são transformados em gradiente de gravidade vertical (G_{DD}), e integrados para derivar a componente vertical da gravidade (g_D). Os intérpretes apresentam, interpretam e modelam ambos, G_{DD} e g_D . Os dados G_{NE} e G_{UV} diretamente medidos são apropriados para uso em software de inversão para gerar modelos de densidade da terra.

O gradiente vertical da gravidade, G_{DD} e g_D , é mais sensível às fontes pequenas e rasas e possui uma maior resolução especial que g_D (semelhante à maneira pela qual o gradiente vertical oferece maior resolução espacial e sensibilidade aumentada para fontes rasas do campo magnético). Na integração de G_{DD} para originar g_D , a componente dos comprimentos de onda muito grandes, em comprimentos de onda comparáveis ou maiores que o tamanho da área de levantamento, não podem ser totalmente recuperados.

Os longos comprimentos de onda são, portanto, incorporados nos dados g_D a partir de outras fontes, neste caso, os dados de gravimetria global do Centro Espacial Nacional Dinamarquês de 2008 (DNSC08). Ainda sim as limitações da gravimetria gradiométrica na reconstrução dos grandes comprimentos de onda da gravidade podem levar às diferenças nos resultados destes dois métodos no caso dos grandes comprimentos de onda.

Os valores das componentes g_D , G_{EE} , G_{NN} , G_{DD} , G_{ED} , G_{ND} , G_{NE} e G_{UV} nas linhas de controle foram obtidos a partir dos grids. Devido espaçamento de 18 km entre as linhas de controle, durante o processo de transformação dos dados medidos para gravidade, o comprimento de onda necessário seria algo em torno de 27.000 metros, o que suavizaria de maneira intensa o dado a ser transformado.

Critérios de risco na interpretação

Os riscos associados a um levantamento AGG Falcon são principalmente controlados pelos seguintes fatores:

- Anomalias de borda do levantamento – a transformação dos gradientes de curvatura medidos para gradiente vertical e gradiente de gravidade vertical está sujeita aos efeitos de borda. Portanto, quaisquer anomalias situadas a cerca de 2x o espaçamento de linhas, de borda do levantamento, deverão ser tratadas com cuidado.
- Anomalias de única linha – para um levantamento com grande espaçamento, uma anomalia poderá estar presente em uma linha somente. Embora possa ser uma

anomalia genuína, o interpretador deve observar que nenhum controle bidimensional pode ser aplicado.

- Anomalias de baixa amplitude (menos que 2σ) – Estão dentro do envelope de ruído e necessitam ser tratadas com cuidado, caso sejam anomalias de única linha e próximas do diâmetro dos comprimentos de onda de corte usados.
- Anomalias de erro topográfico residual – Uma correção topográfica incorreta, devido a um DTM impreciso ou devido a variações locais da densidade do terreno podem produzir anomalias. Comparar o DTM com o mapa do GDD com correção do terreno para diferentes densidades é um método confiável para confirmar a legitimidade de uma anomalia.
- A baixa densidade dos sedimentos de água e de lagos (caso presentes) podem criar significativos baixos de gradientes de gravidade e de gravidade, que podem não estar relacionados com a geologia do embasamento. Recomenda-se que todas as anomalias localizadas dentro de lagos ou sob a água sejam tratadas com cuidado e avaliadas com consulta a batimetria, caso disponível.

Interpolação

Para obtenção da malha regular de 2.000 x 2.000 metros dos valores da gravidade (Ar Livre e Bouguer) processados a partir do formato digital xyz (ASCII) foi utilizado o programa BIGRID, que interpola dados distribuídos em perfis, paralelos ou subparalelos, usando Akima para interpolar primeiramente as amostras distribuídas ao longo das linhas de vôo e Cubic na direção perpendicular às mesmas. Este processo leva em conta a maior taxa de amostragem na direção das linhas de vôo e a extensão lateral das feições mapeadas.

Ruídos Culturais

Estes dados foram obtidos em áreas com estradas, povoados, estruturas industriais de pequeno porte, etc. A presença dessas feições ditas culturais é que elas podem acarretar anomalias magnéticas culturais, o que pode ser considerado uma forma de ruído quando o seu sinal se confunde com os das fontes em subsuperfície. Como estes ruídos culturais ocorrem sempre na superfície, as perturbações associadas são sempre de pequenos comprimentos de onda. Para contornar este problema é feita uma análise dos perfis de menores comprimentos de onda do TMI, obtidos pelo cálculo da primeira derivada vertical, plotando-os sobre o mapa de dados culturais. Nenhuma observação de tendências foi observada entre os dados.

Para o mapa de Intensidade Magnética Total (TMI) foram utilizados os seguintes parâmetros do IGRF utilizados no levantamento aeromagnético foram os seguintes:

- TMI: 26.679 nT
- Inclinação: 11,47°
- Declinação: 8,39°

7.2 Dados de Poços

Foram obtidos os perfis compostos de 11 poços, sendo: 1BRSA769AM, 1BRSA835AM, 1JR1AM, 6-BRSA-24-AM-PC, 1-RCO-1-AM, 1RUC-1-AM, 1-SB-0001-AM e 2-LAST-1-AM na Sub-bacia de Juruá; e os poços: 1-JD-1-AM, 1-JT-2-AM, 1-JT-3-AM, 1-JT-4-AM e 1-JT-5-AM na Sub-bacia de Jandiatuba.

Apenas os poços 1BRSA769AM, 1BRSA835AM, 1JR1AM e 6-BRSA-24-AM possuíam as marcações dos topos das formações e puderam ser usados para efetuar os cálculos de *backstripping*. A sua localização é mostrada pela figura 7.2.1.

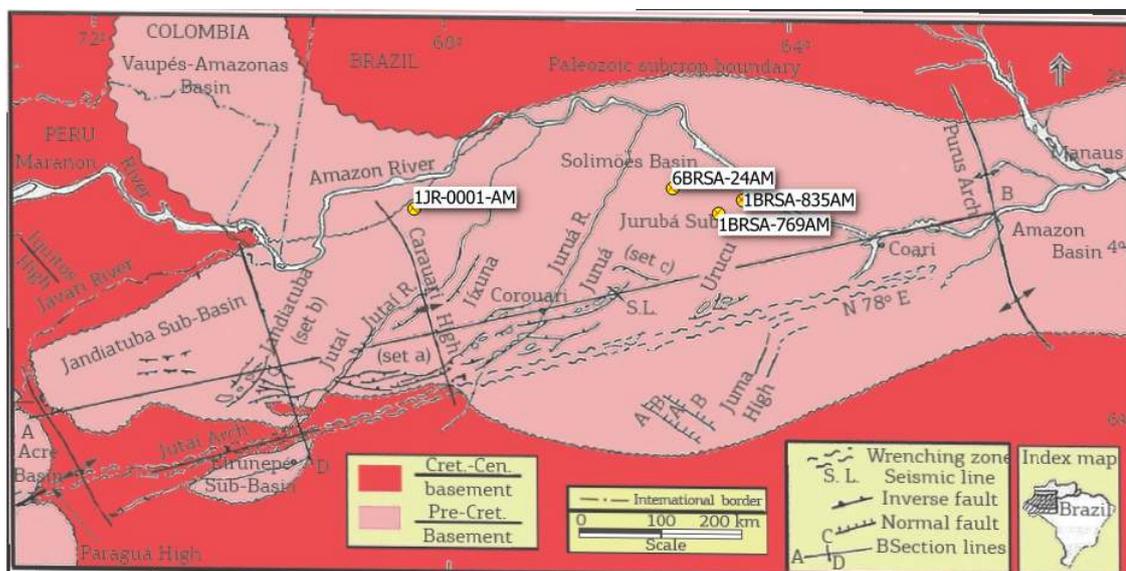


Figura 7.2.1 – Localização dos poços no mapa estrutural da Bacia do Solimões. Modificado de Caputo (1991).

Para obter o perfil sônico destes poços foi realizada uma digitalização do perfil composto conforme ilustram as figuras 7.2.2 e 7.2.3. Para tanto foi utilizado o software livre GetData Graph Digitizer, que gerou as planilhas com duas colunas: dt-profundidade. A porosidade foi obtida pela aplicação da equação de Willie no MatLab, o código utilizado consta no apêndice.

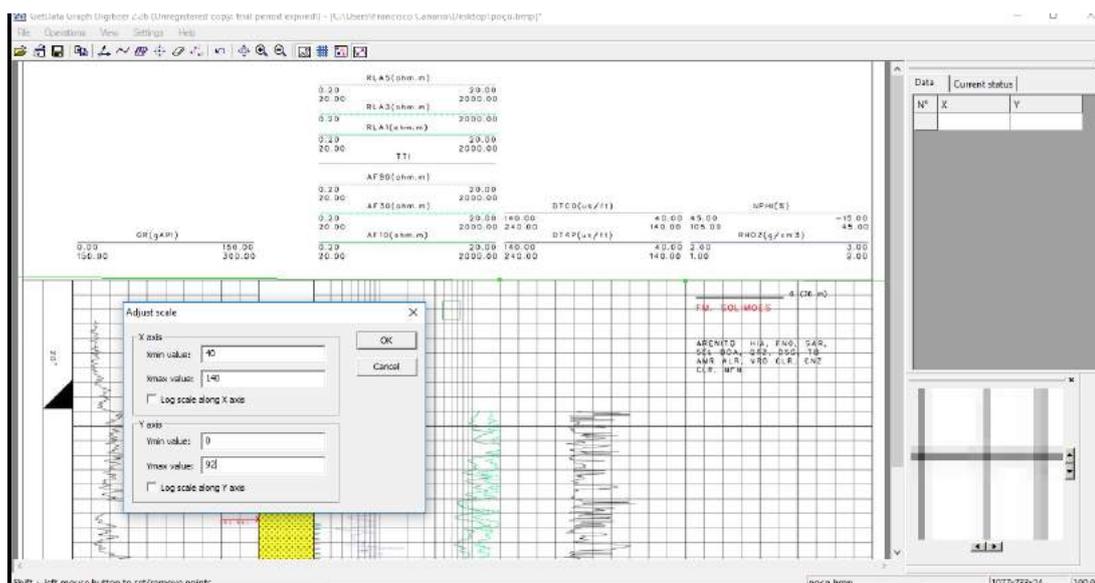


Figura 7.2.2 – Exemplo da digitalização do perfil sônico feita nos poços.

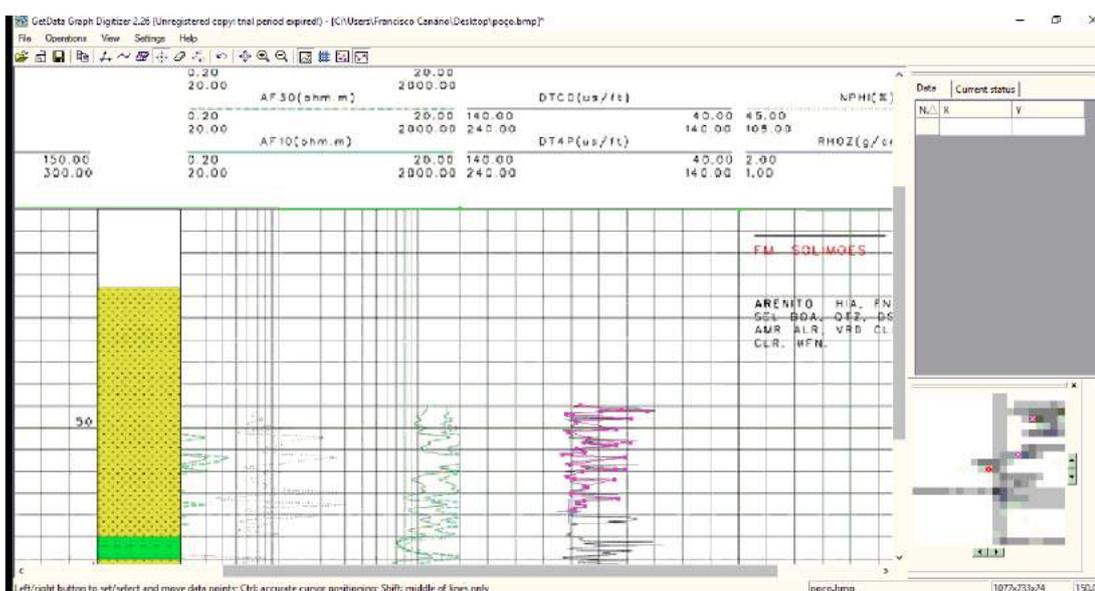


Figura 7.2.3 – Exemplo da digitalização do perfil sônico feita nos poços

Para efetuar os cálculos das porosidades pela equação de Wyllie foram usados os seguintes tempos de trânsito (tabela 2). Uma vez as planilhas de porosidades-profundidade estas foram alocadas na pasta do MatLab para alimentar o código de modelagem. Com isso são gerados os resultados em formas de gráficos. Para que os gráficos de subsidência tectônica fossem passíveis de comparação com os de outras bacias foi necessário reescalar cada gráfico e juntá-los em um só gráfico. Foi necessário digitalizar as curvas de subsidência tectônica extraídas das outras bacias bem como as curvas dos resultados gerados neste trabalho, uma vez digitalizadas elas foram plotadas e reescaladas no software Grapher.

Litologias e Formações	Matriz Rochosa - Arenito Inconsolidado (Fm Solimões)	Matriz Rochosa - Arenito Consolidado (Fm Alter do Chão)	Diabásio	Matriz Rochosa - Arenito Metassedimentos (Fm Fonte Boa)	Halita-Anidrita (Fm Carauari)	Matriz Rochosa - Arenito / Folhelho (Fm Juruá)	Matriz Rochosa - Folhelho (Fm Uerê)	Matriz Rochosa - Folhelho (Fm Jandiatuba)	Matriz Rochosa - Arenito (Fm Prosperança)
Tempos de Trânsito	58	53		53		53	65	65	53
	200 (Fluido saturado com 15% de NaCl)								

Tabela 2 – Tabela com os tempos de trânsito de cada formação presente nos poços

Os dados observados nos perfis compostos bem como as porosidades obtidas são mostrados nas figuras abaixo.

Poço 1-BRSA-769-AM			
Porosidade Média Por Formação		Porosidade Por Unidade	UNIDADES
Fm Solimões (Arenito) 5 - 322	19,27%	20,41%	UNIDADE 1
Fm Alter do Chão (arenito) 322- 709m	21,55%		
Soleira 1 (710-975m)	0,00%	15,57%	UNIDADE 3
Fm Fonte Boa (Arenito Metassedimentar) 975-1244m	18,09%		
Fm Carauari (Anidrita+Halita) 1245-1660m	0,00%		
Soleira 2 (1660-1878m)	0,00%		
Fm Carauari (Anidrita+Halita) 1877-1934m	0,00%		
Soleira 3 (1935-2170m)	0,00%		
Fm Carauari (Anidrita+Halita) 2170-2955m	0,00%	9,54%	UNIDADE 4
Fm Juruá (arenito) 2956-3163m	13,04%		
Fm Uerê (arenito) 3164-3180m	9,14%		
Fm Jandiatuba (folhelho) 3181-3238m	10,24%		
Fm Uerê (arenito) 3239-3427m	9,23%		
Embasamento			

Figura 7.2.4 – Dados do poço 1-BRSA-769-AM.

1-BRSA-0835-AM			
Porosidade Média Por Formação		Porosidades por Unidade	Unidades
Fm Solimões 44-254m	35,52%	35,52%	Unidade 1
Fm Alter do Chão 255-626m	35,52%		
Fm Carauari 715-793m	0,00%	7,82%	Unidade 3
Soleira 1 794-807m	0%		
Fm Carauari 807-1003m	0,00%		
Soleira 2 1004-1081m	0%		
Fm Carauari 1081-1131m	0,00%		
Soleira 3 1132-1235m	0%		
Fm Carauari 1235-1803m	0,00%		
Fm Juruá 1804-2109m	7,82%		
Fm Prosperança 2010-2422m	11,74%	11,74%	Unidade 4
Embasamento			

Figura 7.2.5 – Dados do poço 1-BRSA-835-AM.

1-JR-0001-AM			
Porosidade Média Por Formação		Porosidade Por Unidade	Unidades
Formação Solimões / Alter do Chão (35-751m)	45,0%	44,95%	Unidade 1
Soleira 1 (751-1630m)	0	7,92%	Unidade 2
Halita-Anidrita (1631-2199m)			
Soleira 2 (2200-2480m)			
Fm Caruari (2480-2626m)			
Fm Juruá (2626-2712m) (Eiras et al, 1994)	7,9%		
Fm Uerê (2712-2900m) (Pietrobon/ Silva, 1987)	6,7%	6,68%	Unidade 4
Fm Prosperança (2900-3064m) (Silva, 1987)	7,1%	7,10%	Unidade 5
Embasamento			

Figura 7.2.6 – Dados do poço 1-JR-0001-AM.

Poço 6-BRSA-0024-AM			
Porosidade Média		Porosidade por Unidade	
Fm Solimões 39-325m	19,00%	21,00%	UNIDADE 1
Fm Alter do Chão 325-728m	23,00%		
Soleira 1 743-840m	0,00%	9,37%	UNIDADE 3
Fm Fonte Boa 840-930m	12,63%		
Soleira 2 930-1322m	0,00%		
Fm Carauari 1322-1415m	0,00%		
Soleira 3 1416-1624m	0,00%		
Fm Carauari 1624-1833m	0,00%		
Soleira 4 1833-2035m	0,00%		
Fm Carauari 2035-2868m	0,00%		
Fm Juruá 2868-3097m	6,11%		
Fm Jandiatuba 3097-3143m	6,48%		
Fm Uerê 3096-3253m	2,41%		
Embasamento			

Figura 7.2.7 – Dados do poço 6-BRSA-0024-AM.

8 Resultados

8.1 Gravimetria

No mapa de anomalia Bouguer foram observados dois altos gravimétricos, ambos marcados por segmentos de retas brancas, um localizado na porção leste, interpondo dois baixos gravimétricos (1 e 2), e o outro a oeste, ao sul do baixo gravimétrico (3) (figuras 8.1.1 8.1.2).

Difícilmente o alto gravimétrico a leste está associado ao Arco de Carauari, visto que o posicionamento geográfico dele estaria diferente do que se vê nos mapas estruturais publicados até então (figuras 3.0.5 e 3.1.1). Além disso a orientação da anomalia é notadamente NW-SE, ao contrário da orientação praticamente N-W que é mostrada nos trabalhos sobre a bacia. O baixo gravimétrico 3 está situado na porção oeste do mapa, ao norte de um alto gravimétrico bem acentuado.

Há uma forte anomalia alongada na direção N-S, aproximadamente, no centro do mapa (figura 8.1.2) que se destaca em termos de magnitude ($>10\text{mGal}$) do restante da região, e que apresenta uma geometria bastante particular. A parte central dessa anomalia apresenta um estreitamento notável, a partir do qual as continuidades para norte e para sul da anomalia parecem estar quase individualizadas, e o eixo desta anomalia apresenta um deslocamento axial. Se o eixo na porção sul dessa anomalia fosse projetado para o norte, se notaria um deslocamento deste em relação ao posicionamento real da anomalia, que estaria à esquerda. A recíproca é válida para o eixo da porção norte, que se projetado estaria à esquerda da posição real.

Também é possível notar anomalias sutilmente alongadas adjacentes a leste do estreitamento na anomalia central, se manifestando num segmento sombreado que afeta até o baixo gravimétrico (3) a oeste, quase compartimentando-o. Este segmento sombreado segue impresso até a porção leste da anomalia central, denotando ser nada mais do que a sua continuidade concordante em direção. (figura 8.1.2).

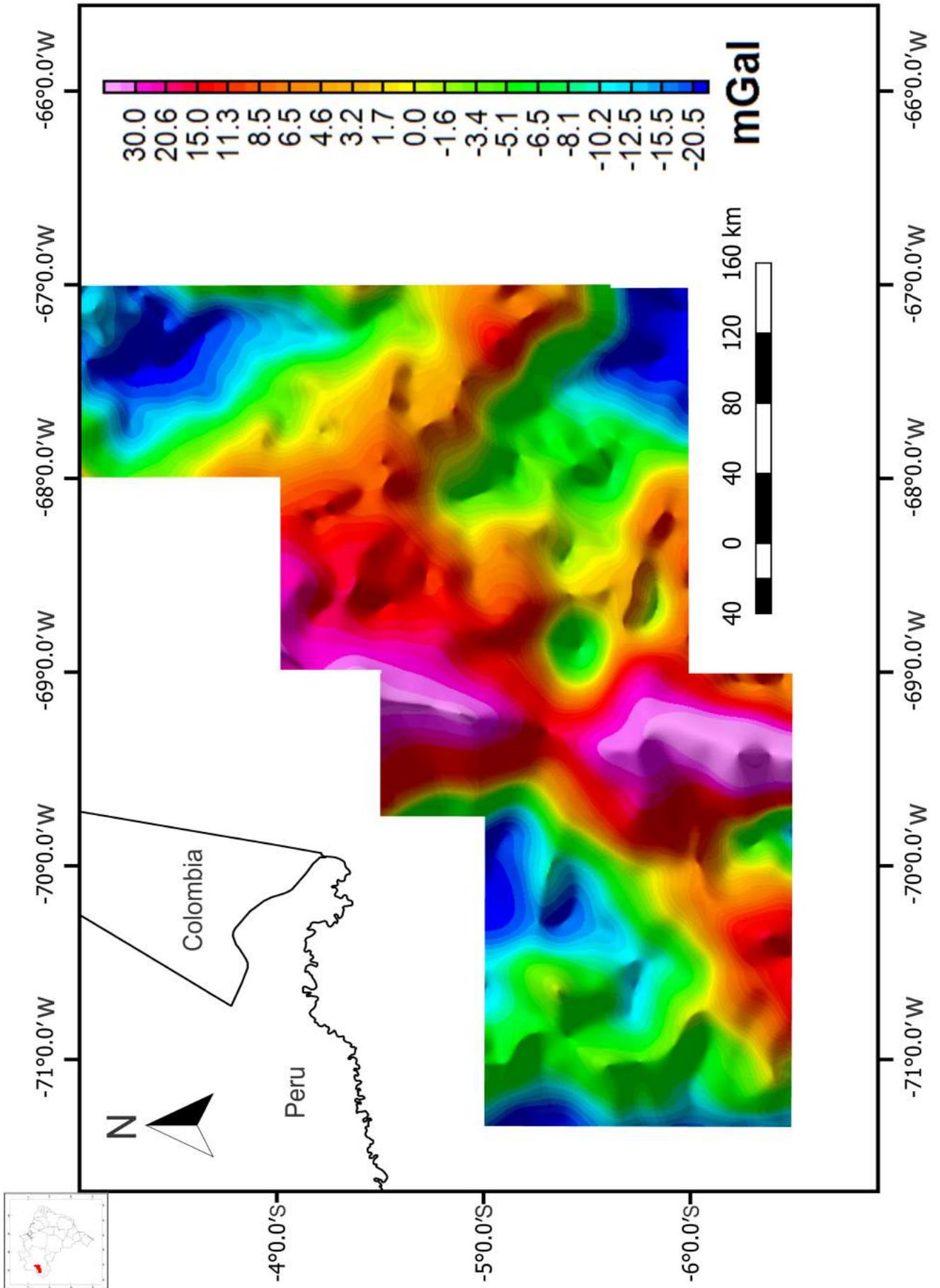


Figura 8.1.1 – Mapa de anomalia bouguer.

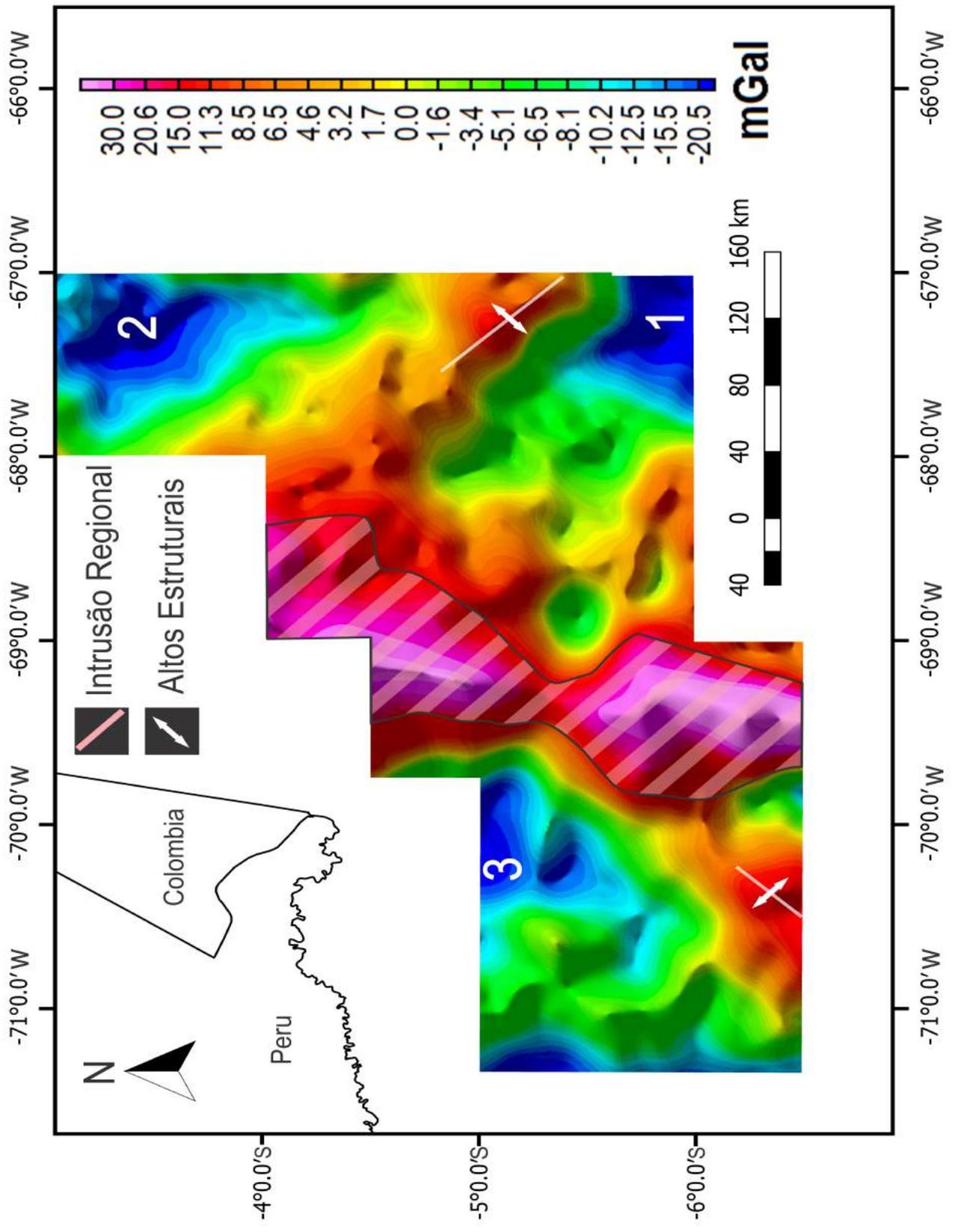


Figura 8.1.2 – Mapa de anomalia bouguer interpretado.

A primeira derivada vertical da anomalia Bouguer mostra que a fonte da anomalia no centro do mapa ainda tem sinal a níveis rasos, onde o deslocamento do eixo da anomalia fica mais claro, inclusive exibindo um alongamento dos flancos da porção sul da anomalia na direção E-W (figura 8.1.3 e 8.1.4). Foram observados também alguns alinhamentos de direção ENE-WSW e ESE-WNW. Dos altos e baixos gravimétricos apenas o (1) é mais notável, ainda que tremendamente suavizado, o que mostra que são oriundos de fontes mais profundas (figura 8.1.3 e 8.1.4).

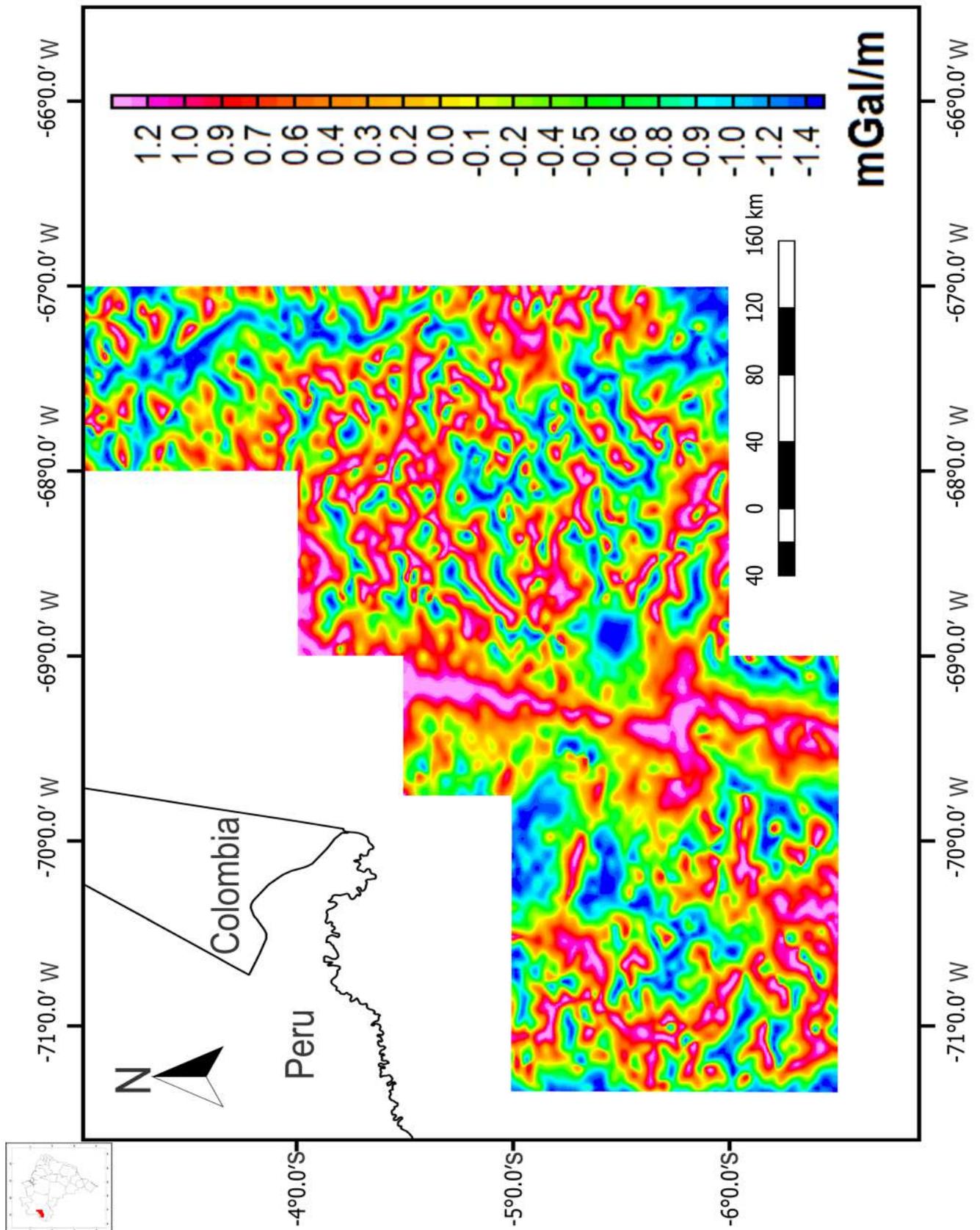


Figura 8.1.3 – Mapa da 1ª derivada vertical de anomalia bouguer.

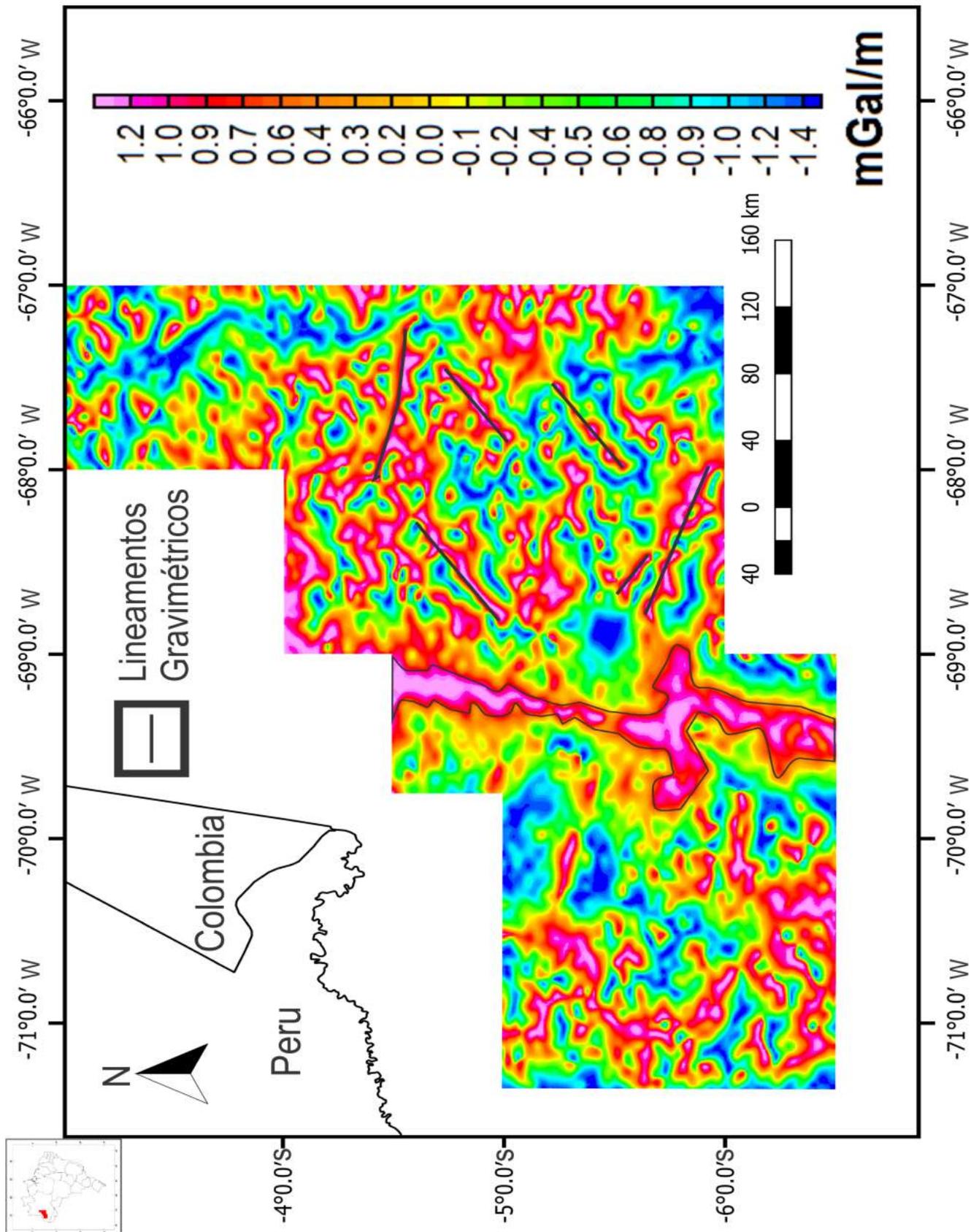


Figura 8.1.4 – Mapa da 1ª derivada vertical de anomalia bouguer interpretado.

O mapa isostático apenas suavizou as anomalias já mapeadas, visto que a topografia da região é bastante monótona, e as anomalias não possuem compensação topográfica (figura 8.1.6).

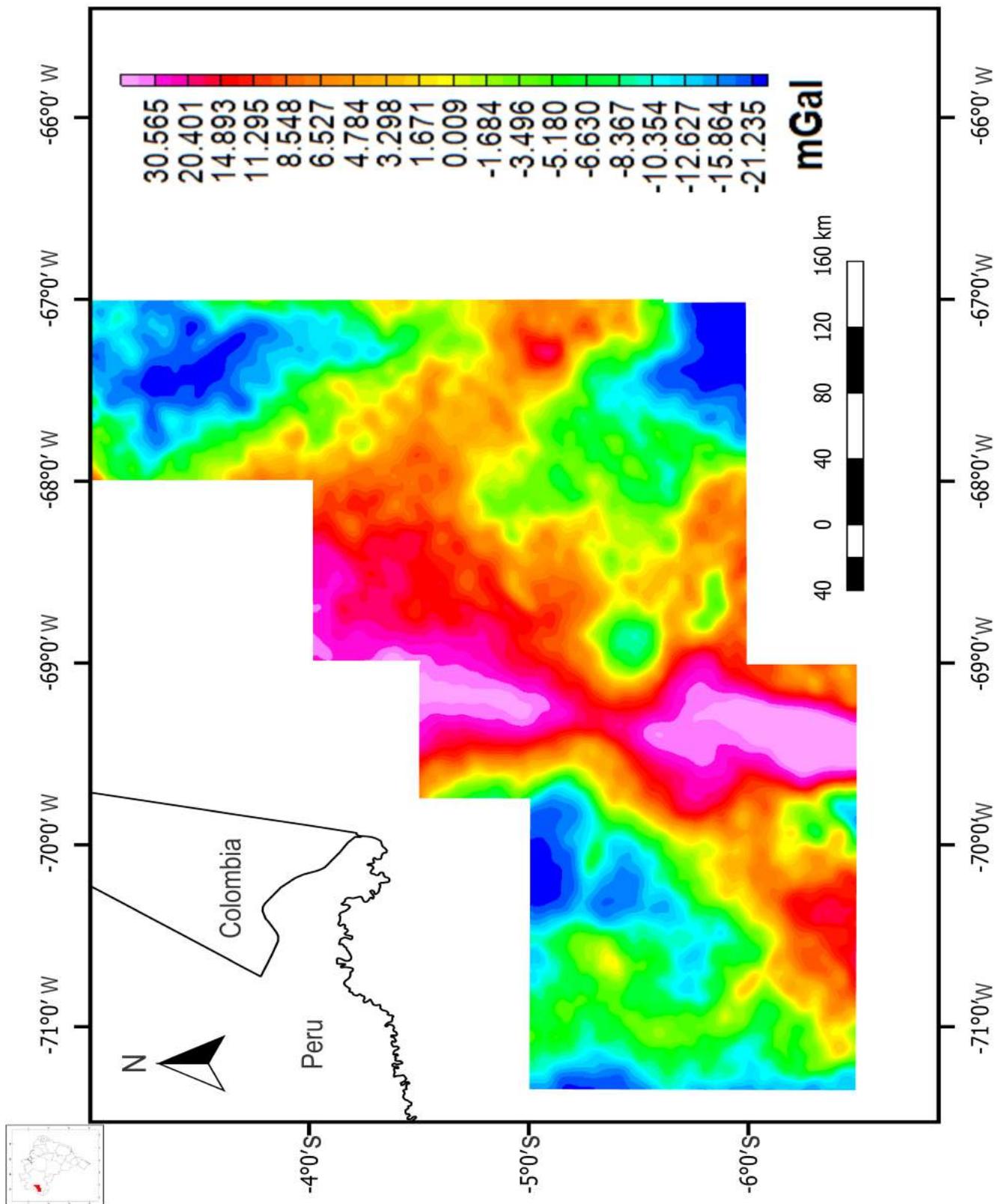


Figura 8.1.5 – Mapa isostático anomalía bouguer.

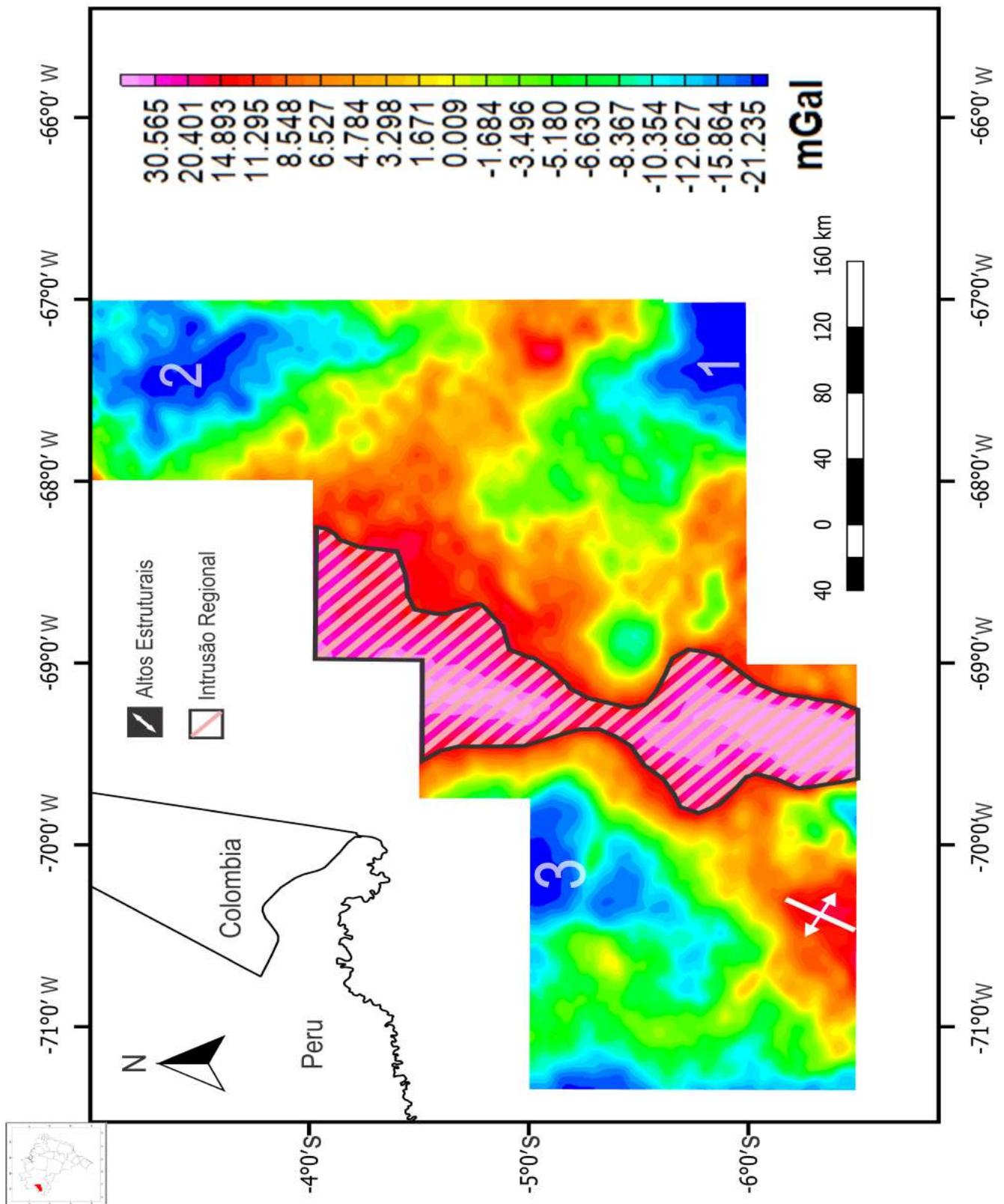


Figura 8.1.6 – Mapa isostático de anomalia bouguer interpretado.

8.2 Espectro de Potencia dos dados Gravimétricos

As fontes mais rasas (≈ 1.77 km) apontadas pelo espectro de potencia (figuras 8.2.1 e 8.2.2) provavelmente condizem com as soleiras de diabásio que intrudem os sedimentos da bacia. Provavelmente os lineamentos estão associados às deformações que as soleiras sofreram por transpressão em virtude da Tectônica do Juruá, visto que elas só são expressivas no mapa de 1a derivada vertical e sua orientação está conforme os estudos prévios mostram. Os baixos e altos gravimétricos não aparecem no mapa da 1a derivada vertical, o que mostra que se trata de fontes médias/profundas.

As fontes médias (≈ 4.6 km) podem ser interpretadas como a profundidade média das fontes a níveis crustais rasos, embasamento inclusive. Este amplo espectro (figura 8.2.2) é também influenciado pelas fontes mais profundas, o que torna a estimativa bastante grosseira.

As fontes profundas (≈ 22.17 km) estão associadas corpos rochosos intracrustais. A expressiva anomalia no centro do mapa pode ser uma das fontes mais profundas a contribuir para essa faixa do espectro de potencia.

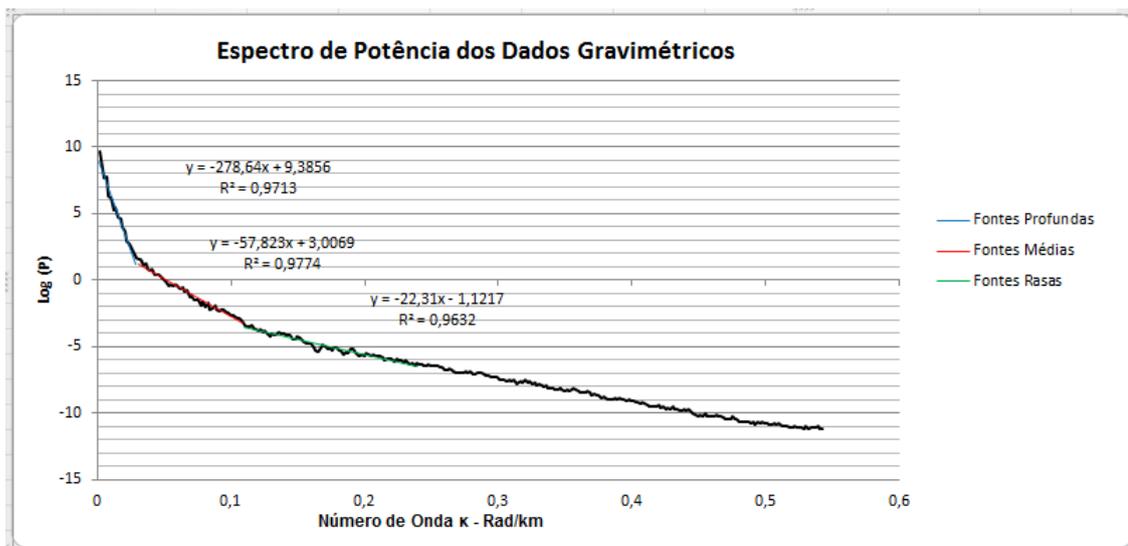


Figura 8.2.1 – Gráfico do espectro de potência dos dados gravimétricos.

GRAVIMETRIA		
Nº de Onda (rad/km)	2.39×10^{-1}	Fontes Rasas
Profundidade (km)	1.77	
Nº de Onda (rad/km)	1.08×10^{-1}	Fontes Médias
Profundidade (km)	4.60	
Nº de Onda (rad/km)	2.93×10^{-2}	Fontes Profundas
Profundidade (km)	22.17	

Figura 8.2.2 – Comprimentos de onda da gravimetria (Bouguer) e estimativa dos topos para as fontes associadas às anomalias.

8.3 Magnetometria

No mapa do campo magnético total foram observados alguns lineamentos, os quais já haviam sido mapeados na gravimetria, com a diferença de que os demais lineamentos mapeados na região SE são mais extensos e curvilíneos. Estes lineamentos estão restritos à região centro-leste, enquanto a porção oeste da região apresenta dipolos bastante característicos (8.3.2).

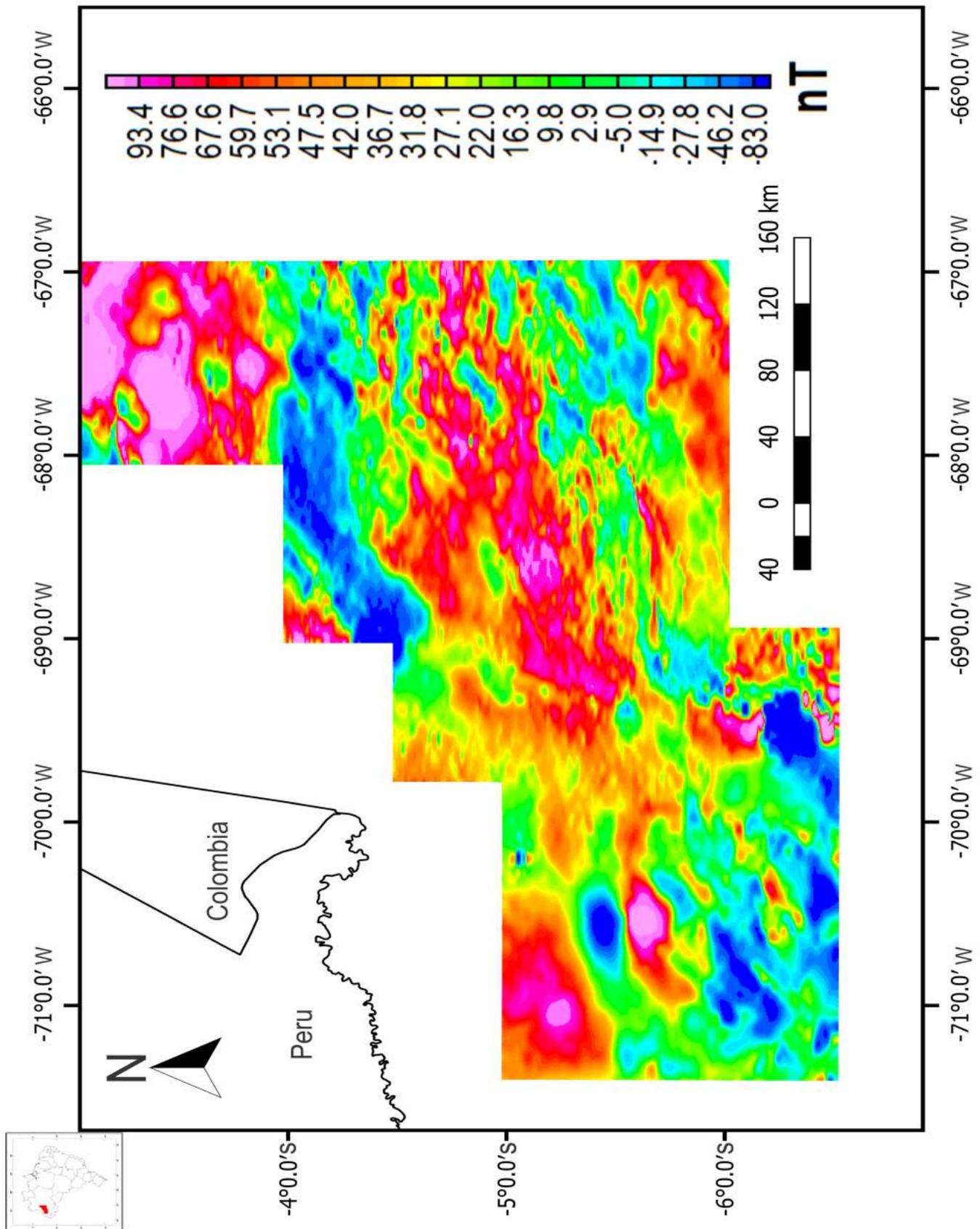


Figura 8.3.1 – Mapa do Campo Magnético Total (TMI).

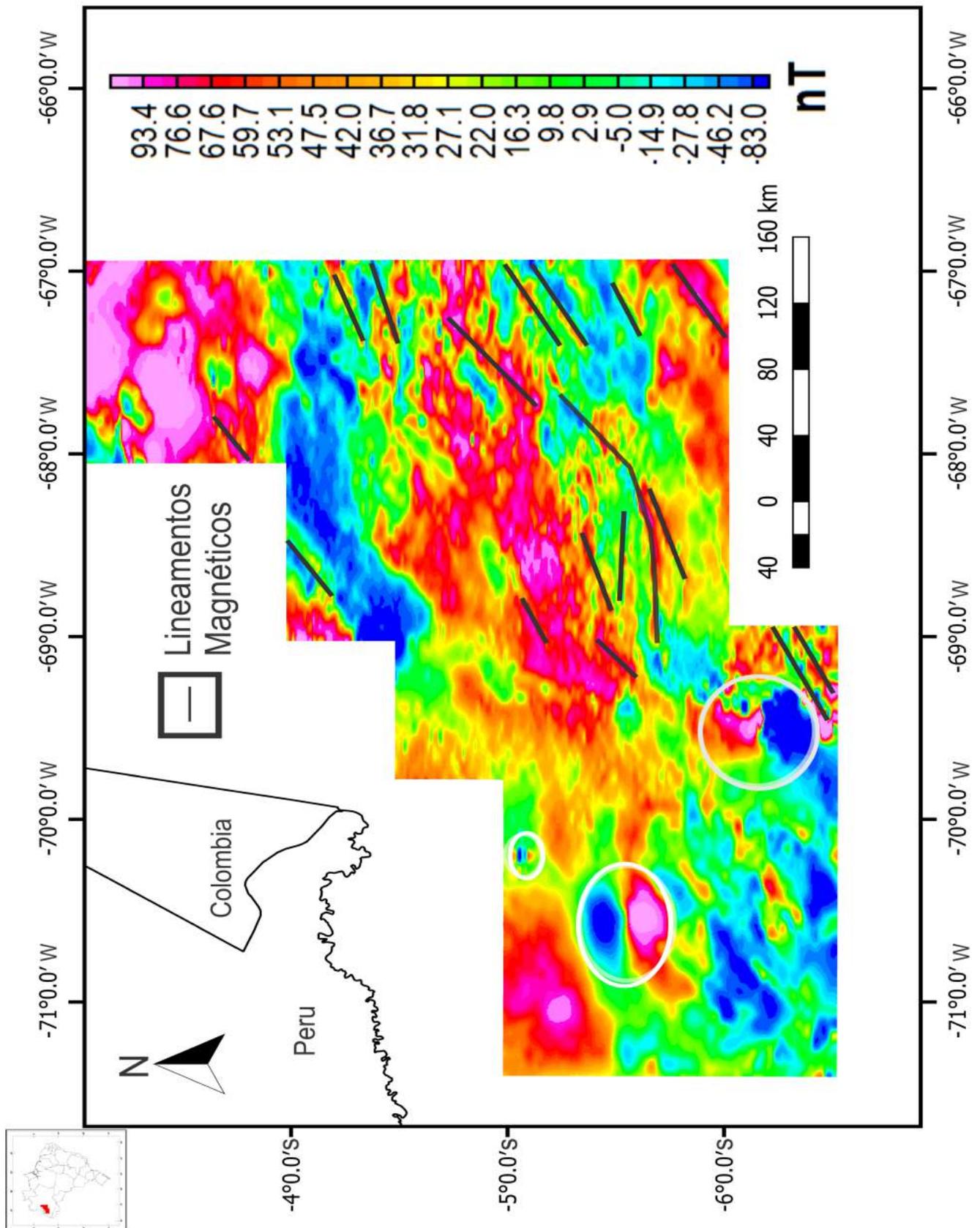


Figura 8.3.2 – Mapa do Campo Magnético Total (TMI) interpretado.

No mapa do gradiente horizontal foi observado um imenso número de alinhamentos

com orientação ENE-SWS, e secundariamente ESE-WNW em toda a porção leste. Os lineamentos a SE da região já haviam sido identificados no mapa do campo magnético total, e no gradiente horizontal eles aparecem com apresentação de bordeamento mais destacada, concentrando o máximo da magnitude no centro da anomalia. Ainda se observam também os dipolos na porção oeste, mas sem a natureza dipolar propriamente dita, apresentando-se apenas bordeados (figura 8.3.4).

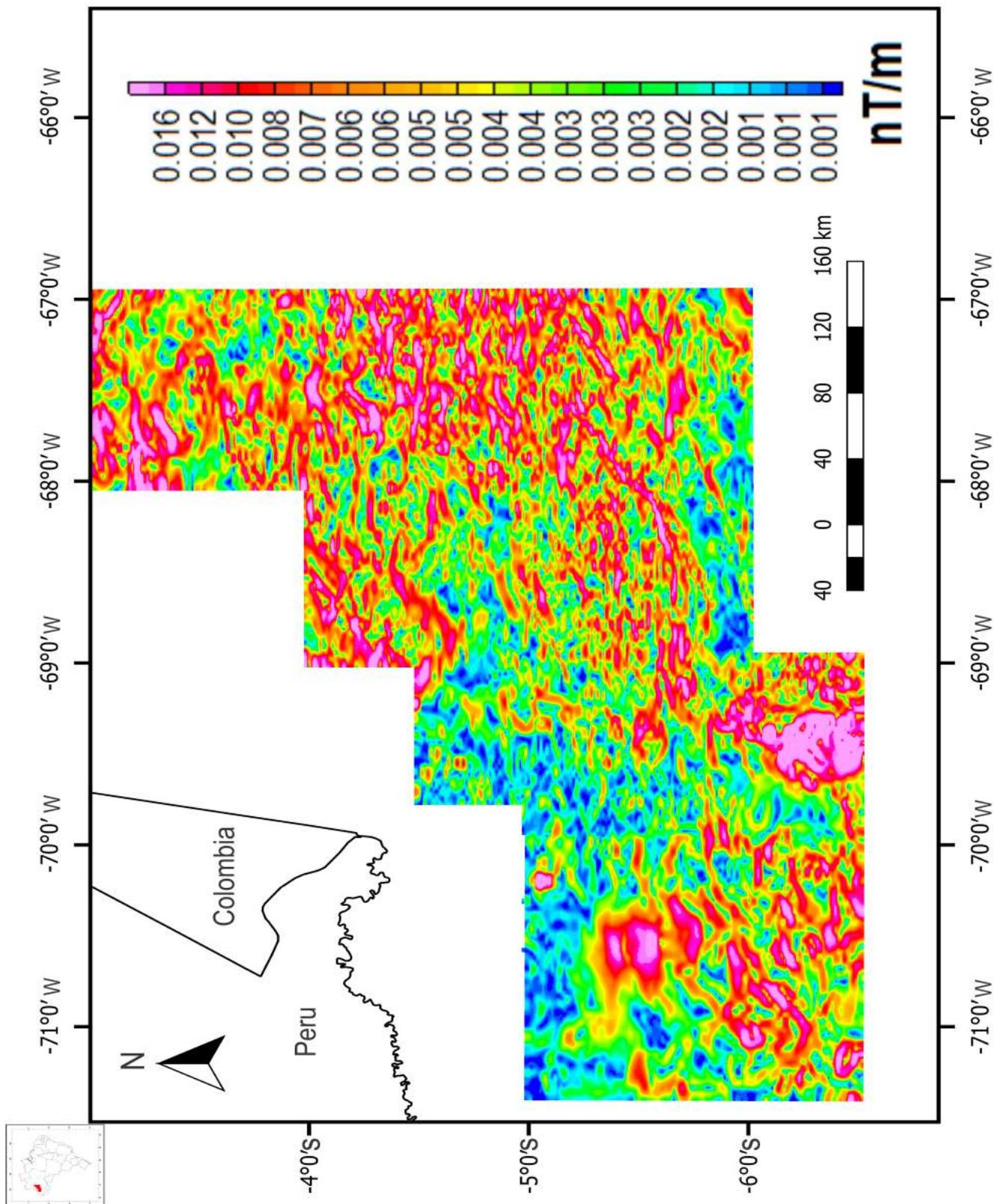


Figura 8.3.3 – Mapa de gradiente horizontal.

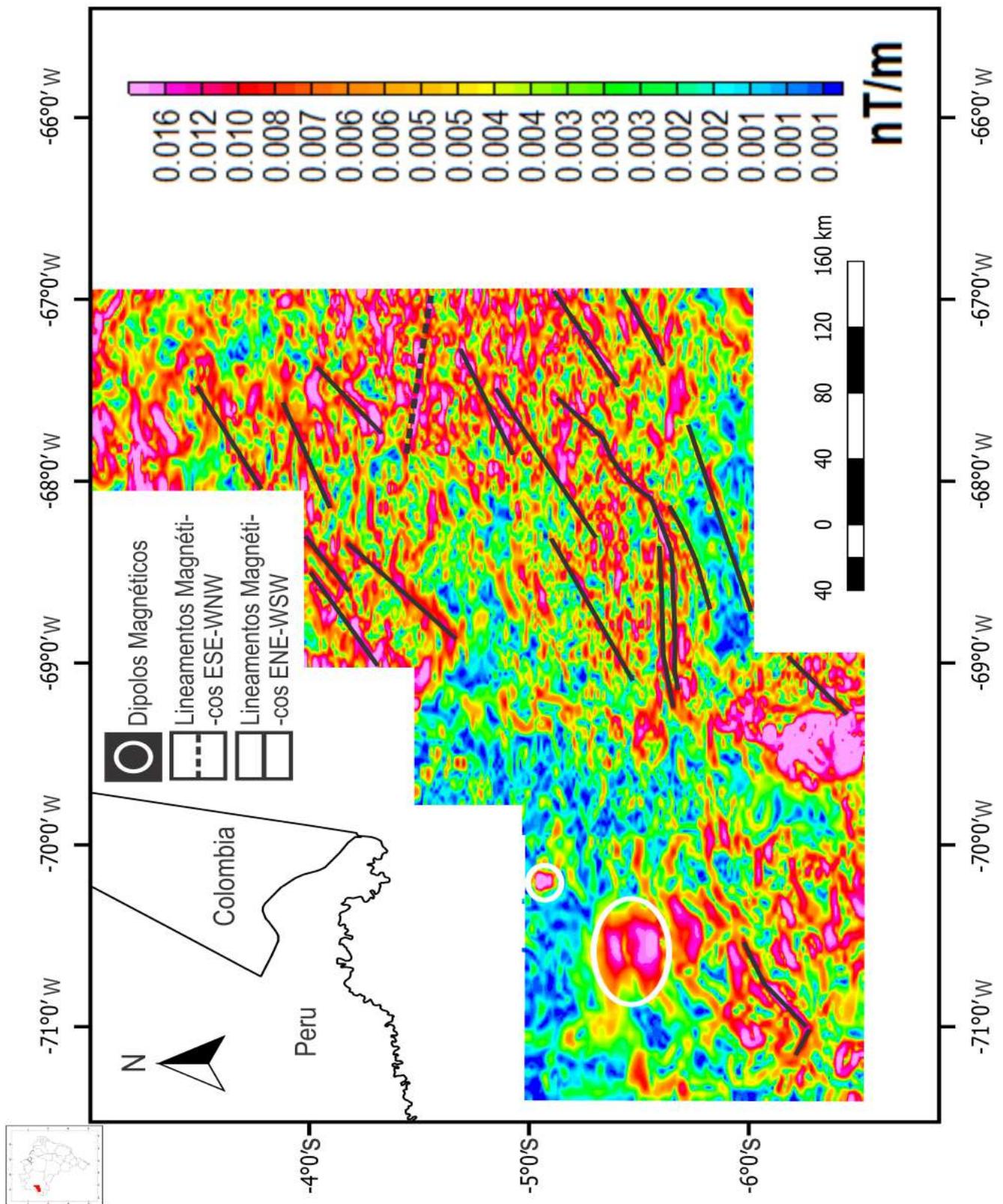


Figura 8.3.4 – Mapa de gradiente horizontal interpretado.

No mapa da 1ª derivada horizontal magnética ficou mais clara a presença de duas

províncias geomagnéticas com características distintas, uma mais monótona na porção oeste e uma outra mais extensa e com altas frequências na porção leste. Muitos dos lineamentos ENE-WSW não foram tão claramente observados, apenas os da porção extremo sul foram notáveis (figura 8.3.6).

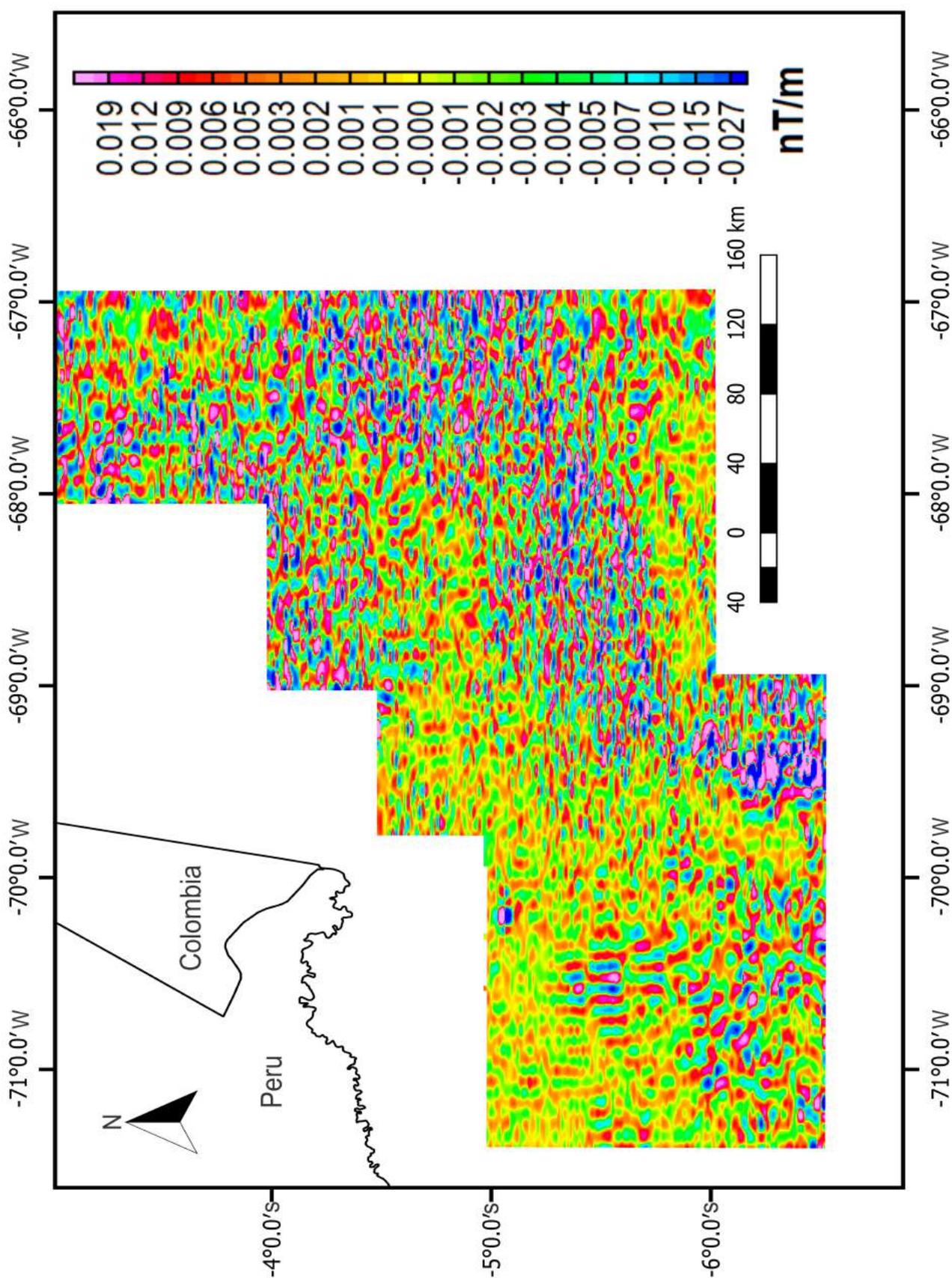


Figura 8.3.5 – Mapa da 1a derivada horizontal.

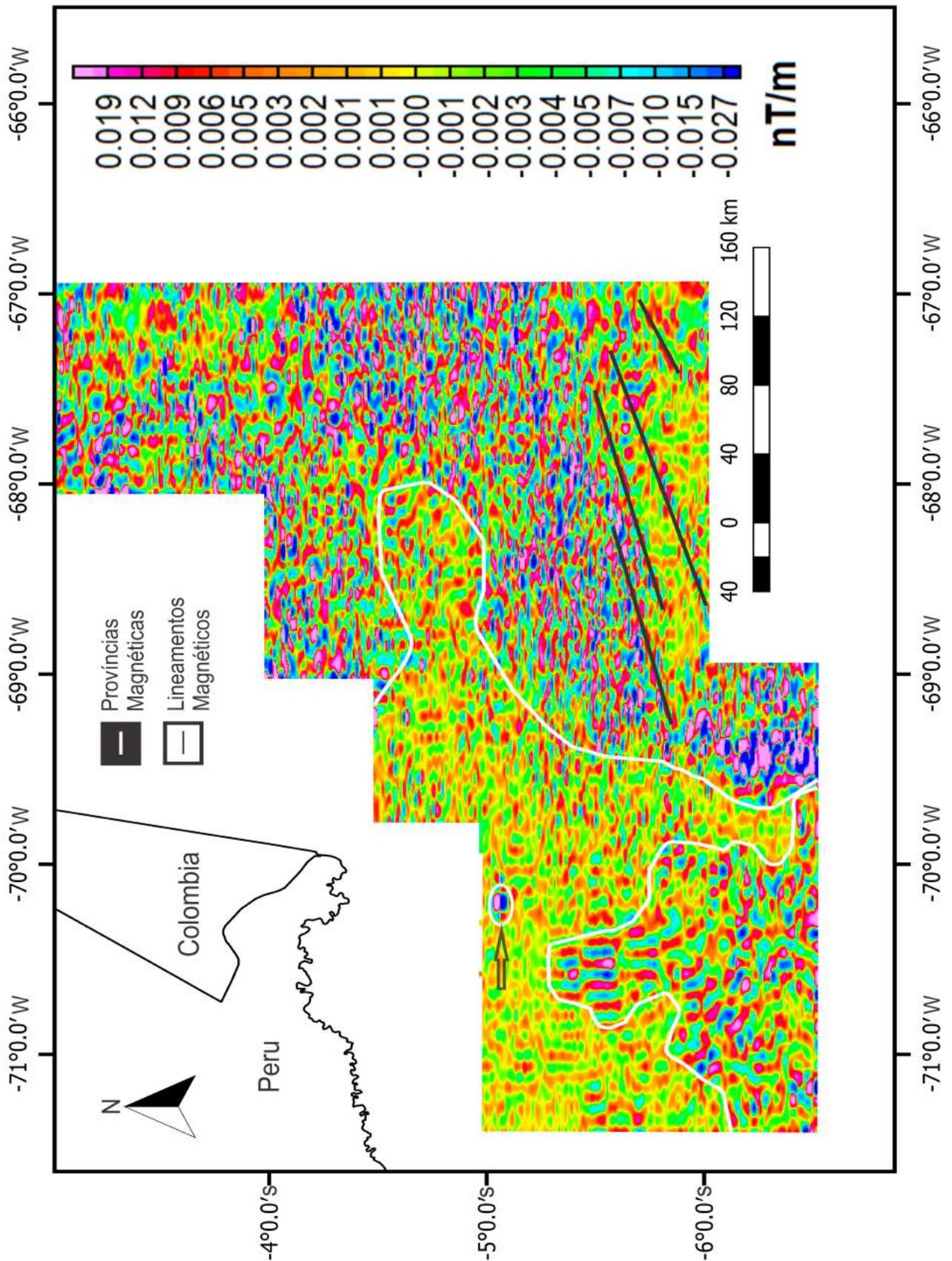


Figura 8.3.6 – Mapa da 1ª derivada horizontal interpretado.

A interpretação feita pelo mapa da amplitude do sinal analítico (ASA) corrobora a

grande quantidade de lineamentos ENE-WSW e secundariamente ESE-WNW interpretados com outras técnicas de realce. A maioria destes lineamentos também foi marcada no mapa do gradiente horizontal, com destaque para um seguimento de lineamentos na porção SE, que pelo posicionamento geográfico no extremo sul, podem ser associados ao Megacisalhamento Solimões. Os dipolos da porção oeste já previamente interpretados aparecem bastante descaracterizados, mas notadamente aparece uma série de pequenos dipolos ligeiramente alongados. (figura 8.3.8).

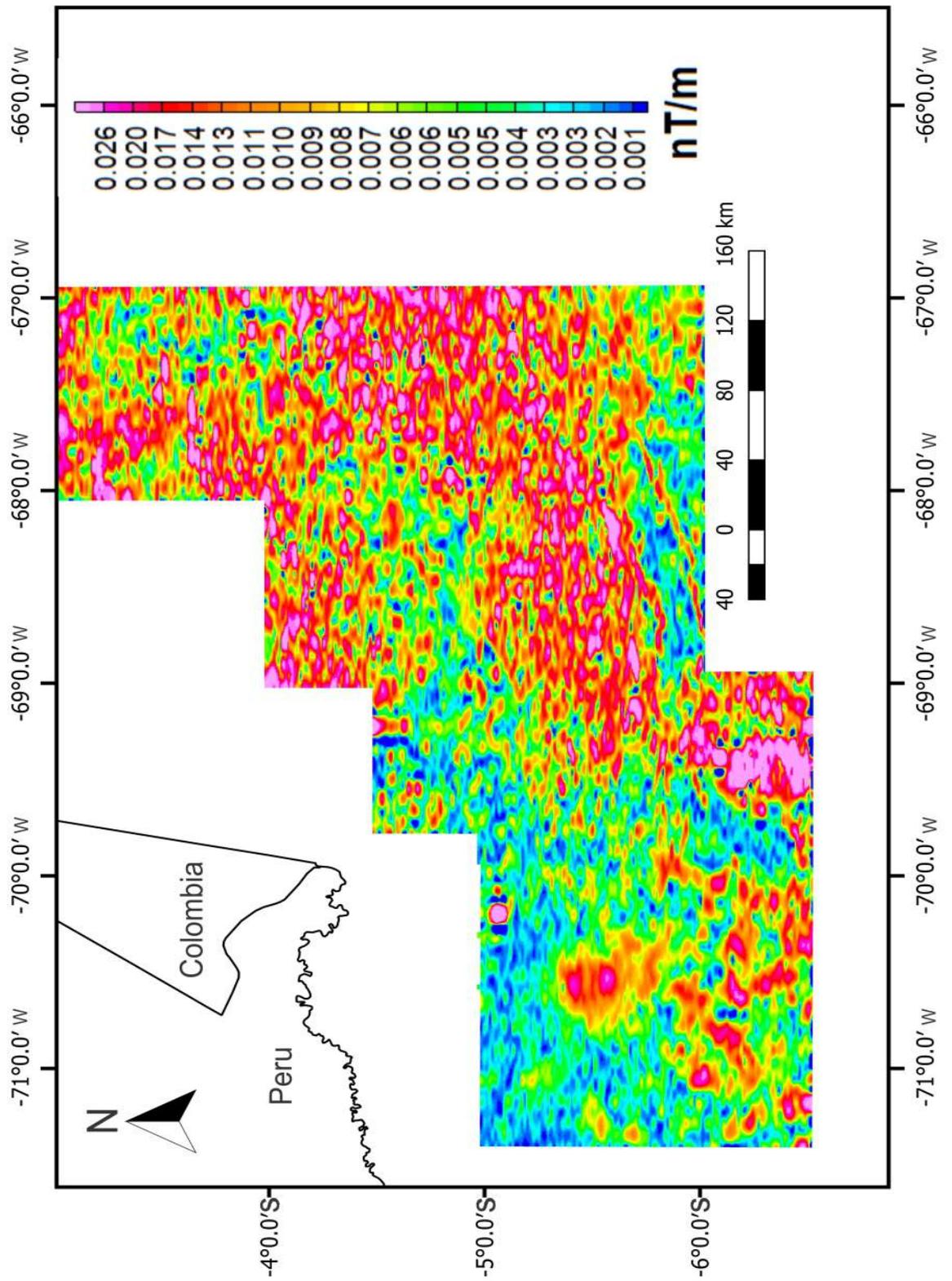


Figura 8.3.7 – Mapa da Amplitude do Sinal Analítico (ASA).

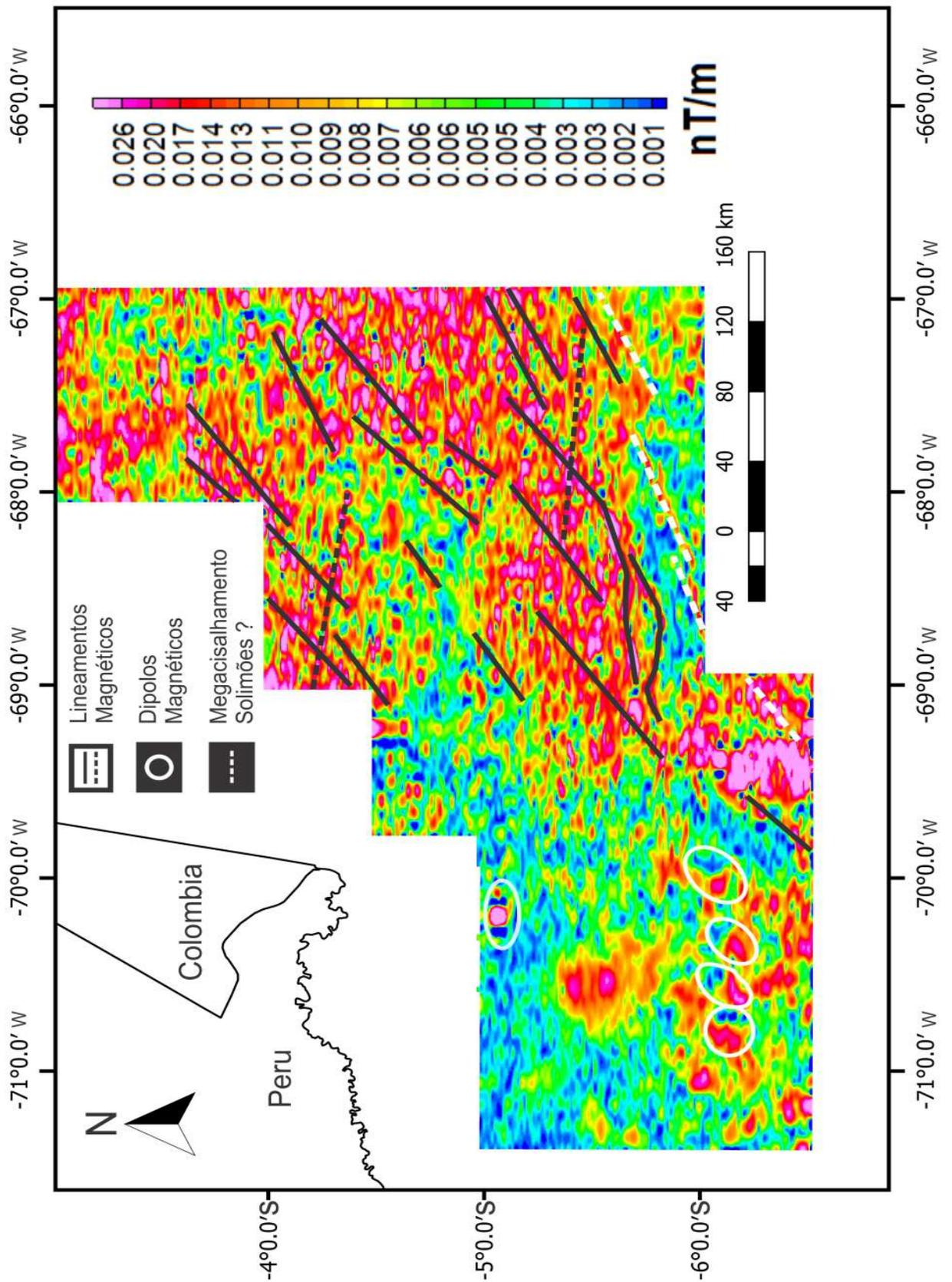


Figura 8.3.8 – Mapa da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) interpretado.

8.4 Espectro de Potencia dos dados Magnetométricos

O espectro de potencia (figuras 8.4.1 e 8.4.2) mostrou profundidade de ≈ 1.28 km para o topo das fontes rasas, a essa profundidade é mais seguro associar essas fontes às soleiras de diabásio que costumam ter uma expressiva resposta magnética.

Para o topo das fontes médias (figura 8.4.2) o espectro de potencia mostra ≈ 3.02 km, condizente com a profundidade da crosta na região, mas que pode estar revelando também a contribuição outras fontes.

As fontes magnéticas mais profundas apontadas pelo espectro de potencia parecem estar associadas a corpos magnéticos intracrustais rasos, ≈ 12.26 km (figura 8.4.2).

Estes resultados do espectro de potencia dos dados potenciais foram utilizados para definir os filtros e gerar novos mapas para cada nível de profundidade.

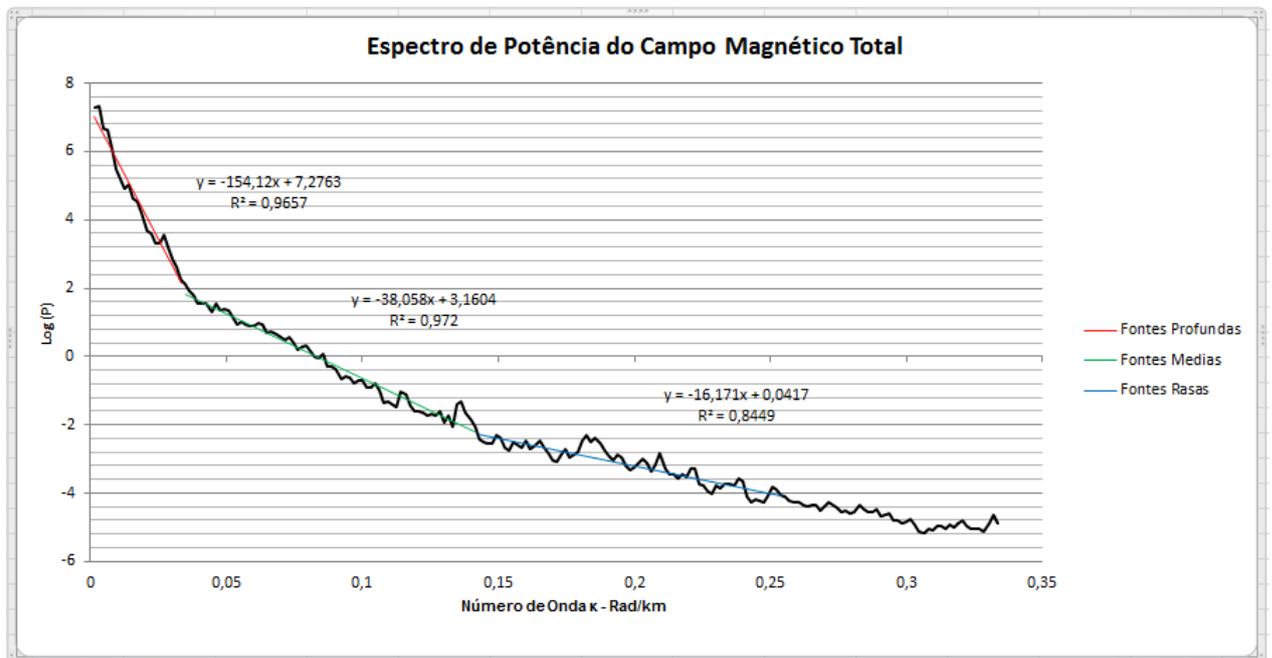


Figura 8.4.1 – Gráfico do espectro de potência dos dados magnéticos.

MAGNETOMETRIA		
Nº de Onda (rad/km)	2.53×10^{-1}	Fontes Rasas
Profundidade (km)	1.28	
Nº de Onda (rad/km)	1.41×10^{-1}	Fontes Médias
Profundidade (km)	3.02	
Nº de Onda (rad/km)	3.33×10^{-2}	Fontes Profundas
Profundidade (km)	12.26	

Figura 8.4.2 – Comprimentos de onda do Campo Magnético Total (TMI) e estimativa dos topos para as fontes associadas.

8.5 Mapas de Magnetometria com Filtro

Com o filtro de 0.0141 rad/km as anomalias no mapa de ASA se tornaram mais difusas na província magnética (figura 8.3.6) na parte leste, onde já se havia notado maiores frequências, ainda sim muitos lineamentos ENE-WSW puderam ser observados. O mais notável é o extenso lineamento na parte sul associado ao Megacisalhamento Solimões. Os dipólos magnéticos na porção oeste não estavam nítidos neste mapa.

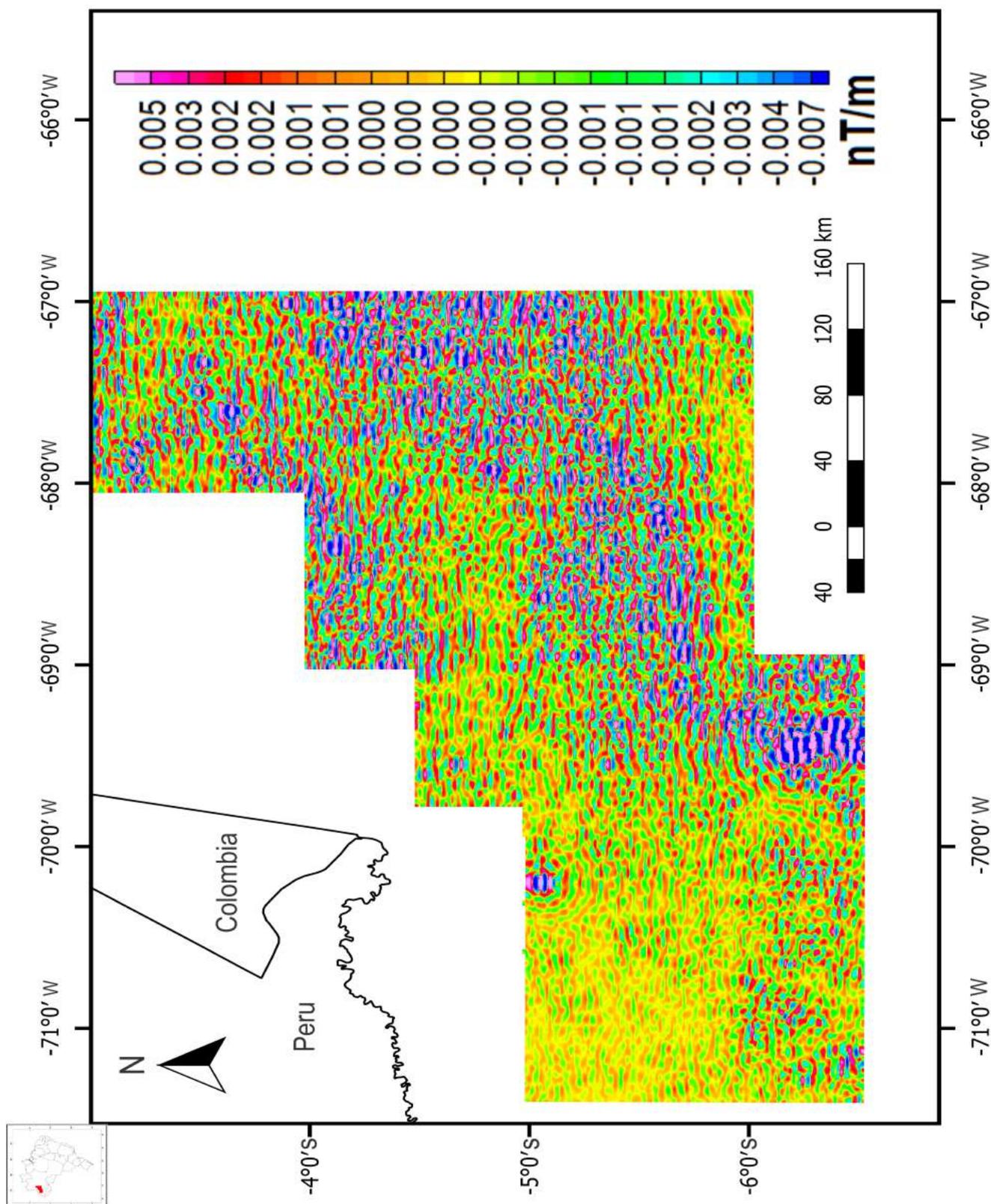


Figura 8.5.1 – Mapa da amplitude do sinal analítico (ASA) com filtro passa alta para o número de onda 0.141.

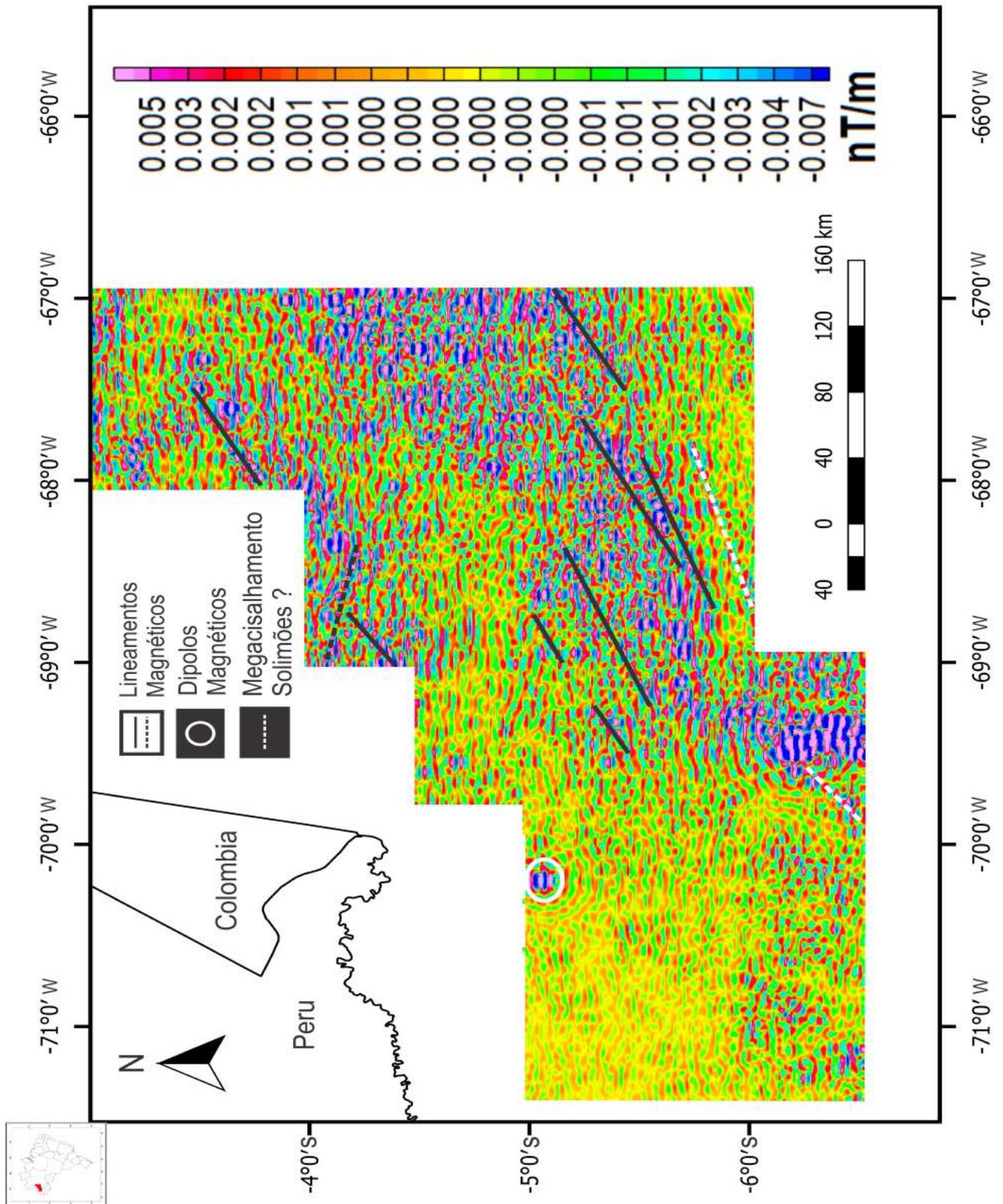


Figura 8.5.2 – Mapa da amplitude do sinal analítico (ASA) com filtro passa alta para o número de onda 0.141 interpretado.

No mapa do gradiente horizontal com filtro 0.0141 rad/km as anomalias da província magnética (figura 8.3.6) da parte leste também ficaram pouco distintas, de forma que apenas alguns dos lineamentos ESE-WNW puderam ser observados.

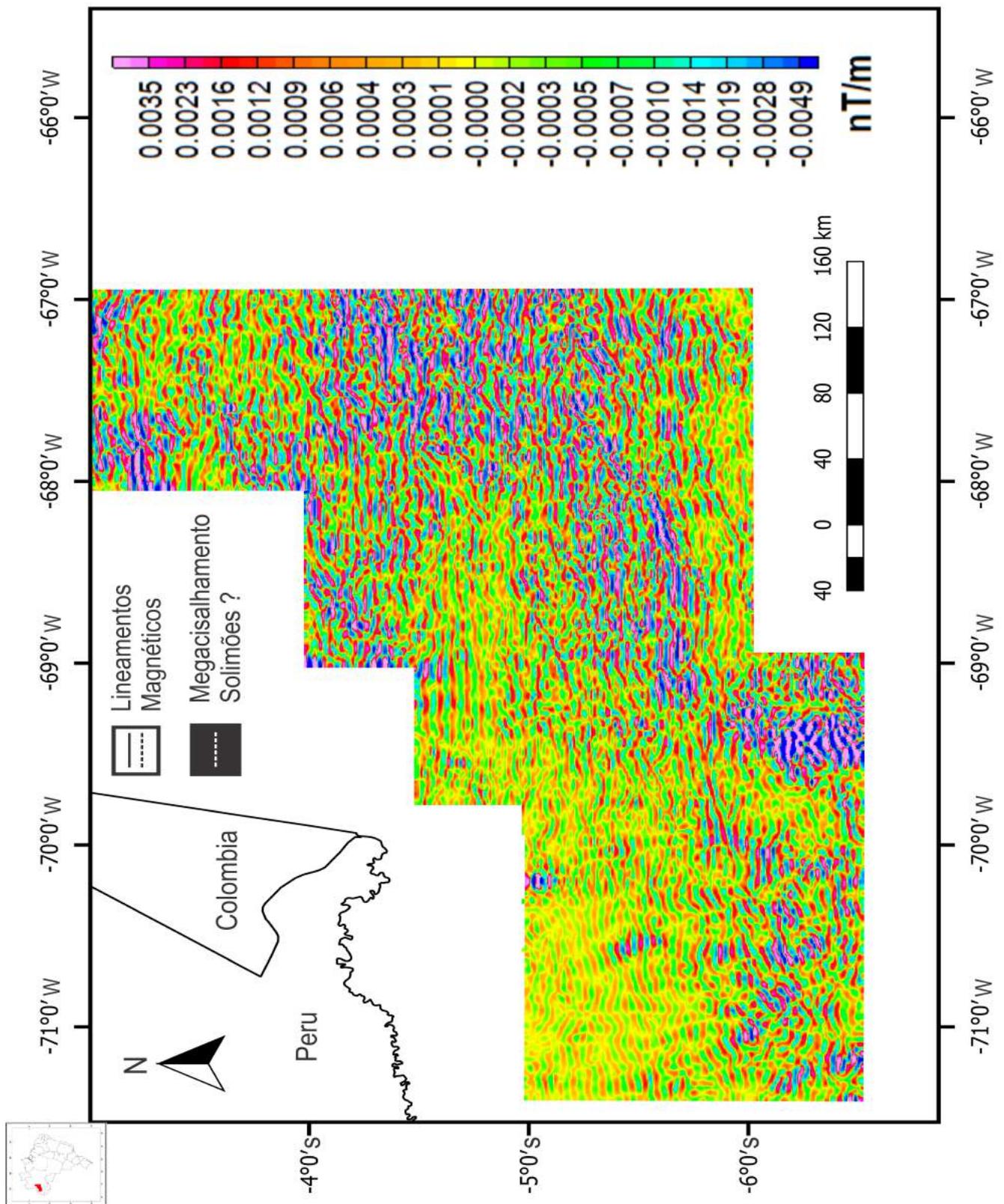


Figura 8.5.3 – Mapa do gradiente horizontal com filtro passa alta para o número de onda 0.141.

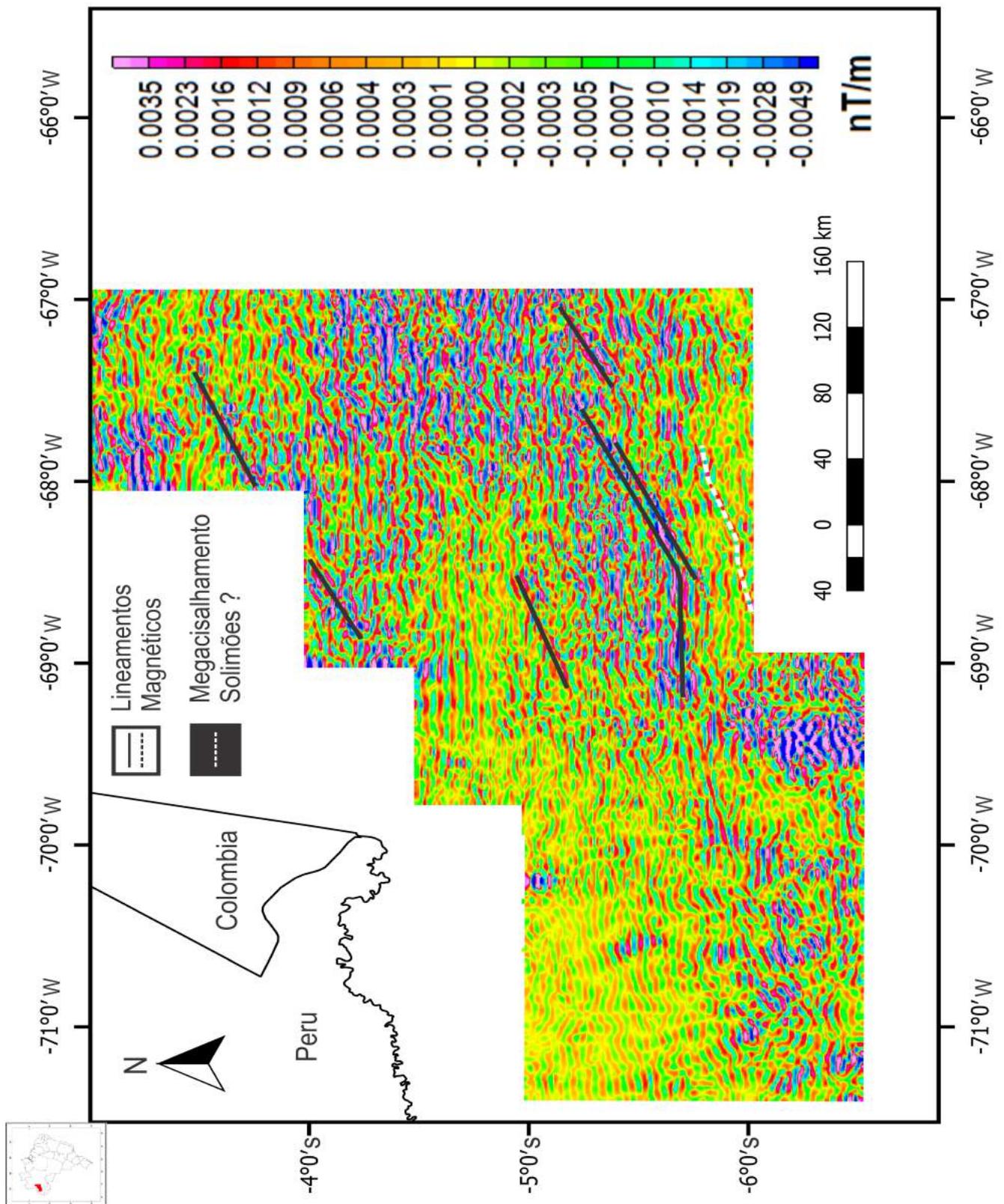


Figura 8.5.4 – Mapa do gradiente horizontal com filtro passa alta para o número de onda 0.141 interpretado.

A filtragem aplicada no mapa de TMI com filtro para 0.0141 rad/km destacou alguns lineamentos ENE-WSW que não estavam tão claros em outros mapas filtrados, mas os lineamentos ESE-WNW não ficaram bem caracterizados (figura 8.5.5 e 8.5.6).

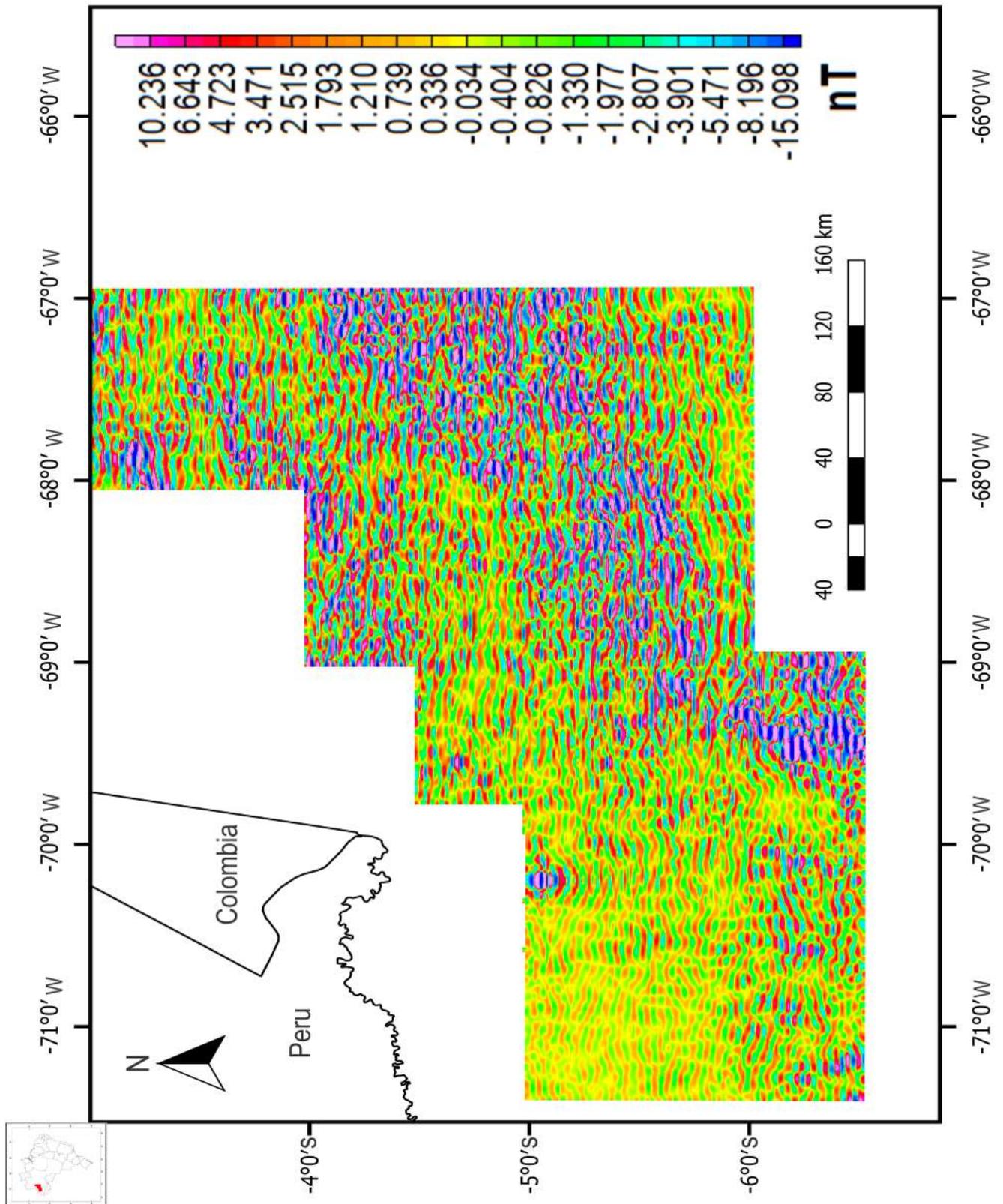


Figura 8.5.5 – Mapa do campo magnético total (TMI) com filtro passa alta para o número de onda 0.141.

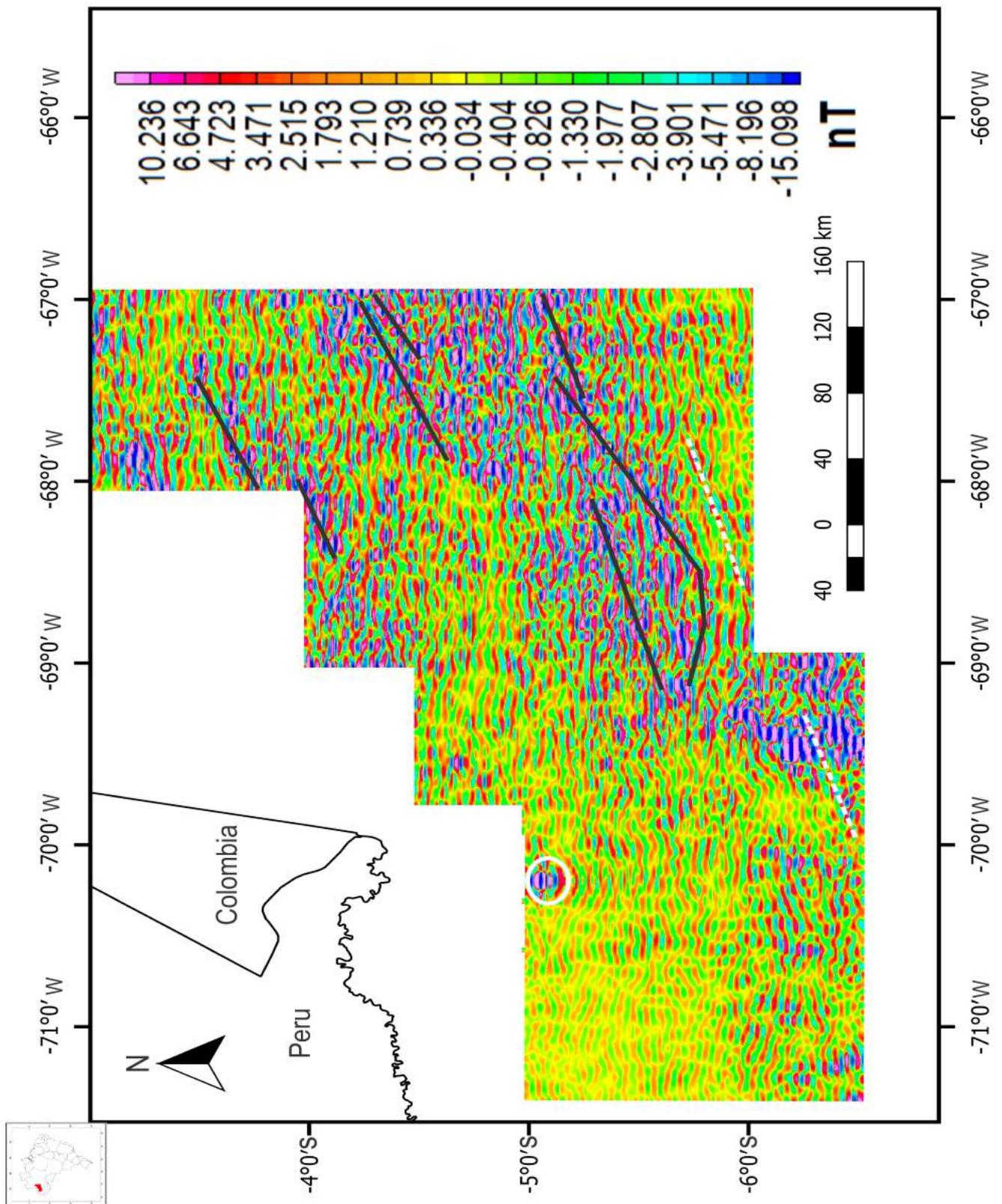


Figura 8.5.6 – Mapa do campo magnético total (TMI) com filtro passa alta para o número de onda 0.141 interpretado.

O mapa de ASA com a aplicação do filtro para 0.033 rad/km (figura 8.5.7 e 8.5.8) realçou lineamentos ENE-WSW que já haviam sido mapeados, e adicionalmente alguns outros foram interpretados. Os dipólos magnéticos na parte oeste também foram observados.

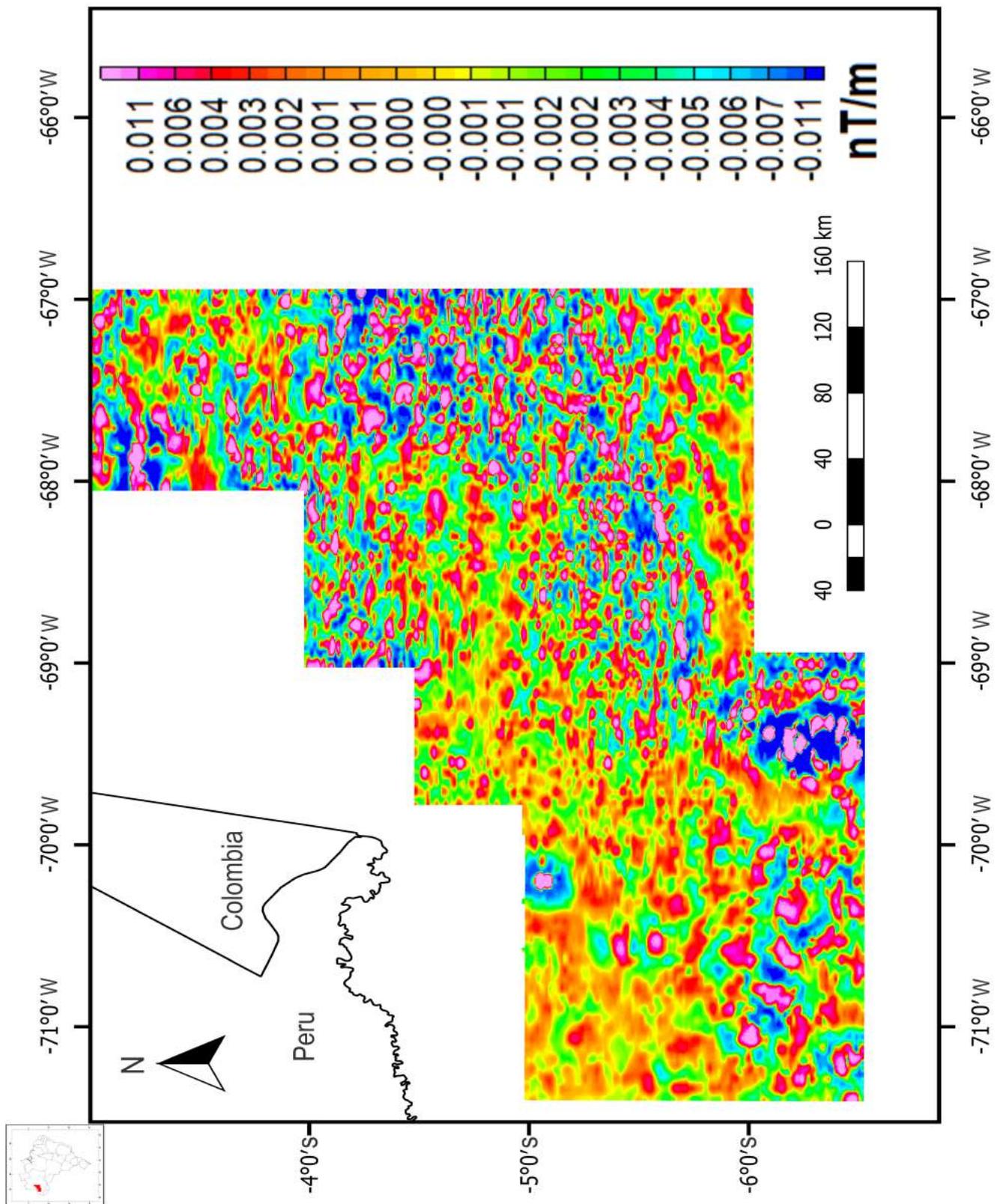


Figura 8.5.7 – Mapa da amplitude do sinal analítico (ASA) com filtro passa alta para o número de onda 0.033.

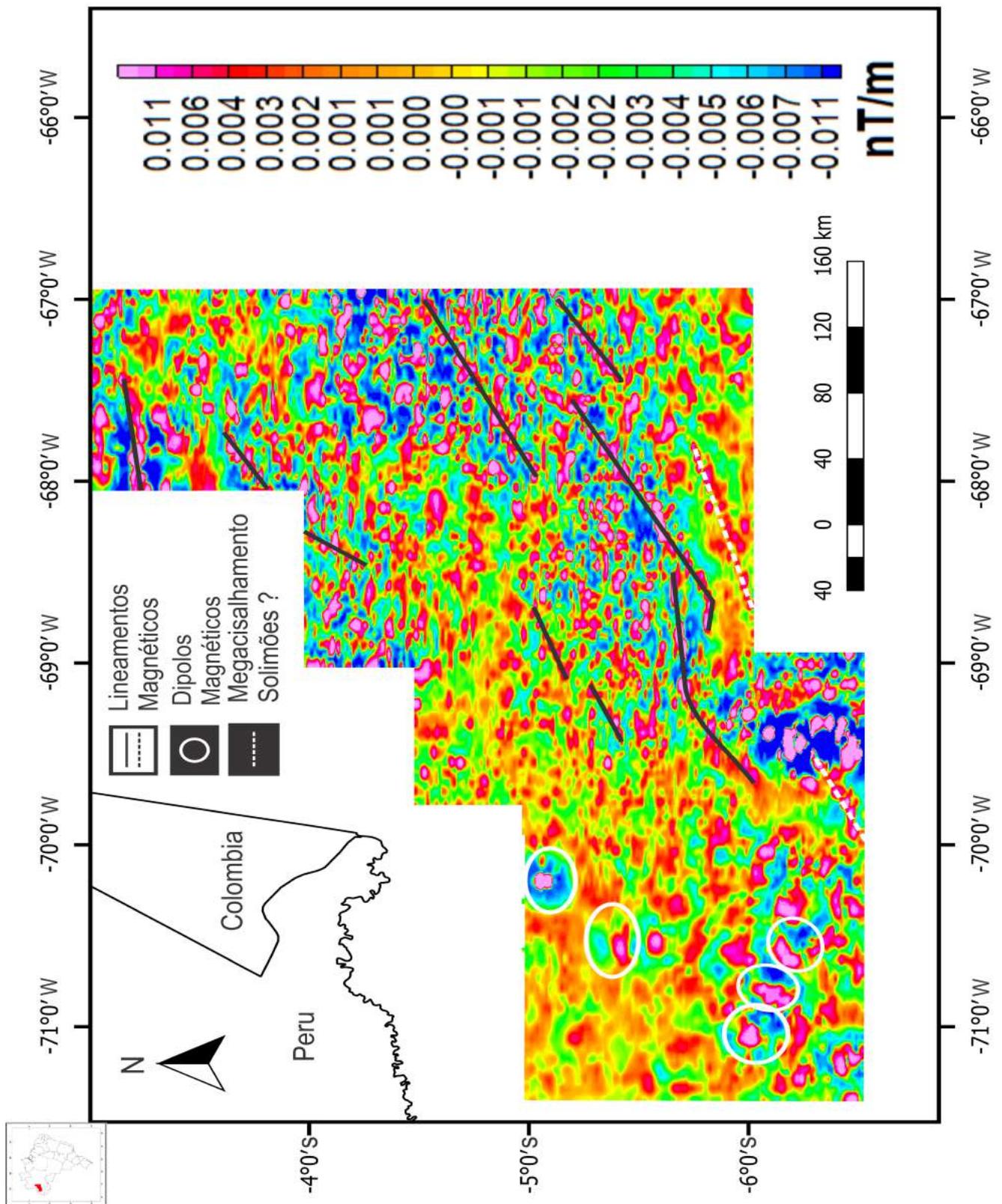


Figura 8.5.8 – Mapa da amplitude do sinal analítico (ASA) com filtro passa alta para o número de onda 0.033.

Para o filtro de 0.033 rad/km os lineamentos ENE-WSW foram bastante destacados no mapa de gradiente horizontal, em especial os lineamentos mais curvilíneos e os lineamentos ao sul (em branco tracejado). Também foram notados alguns lineamentos E-W (figura 8.5.9 e 8.5.10).

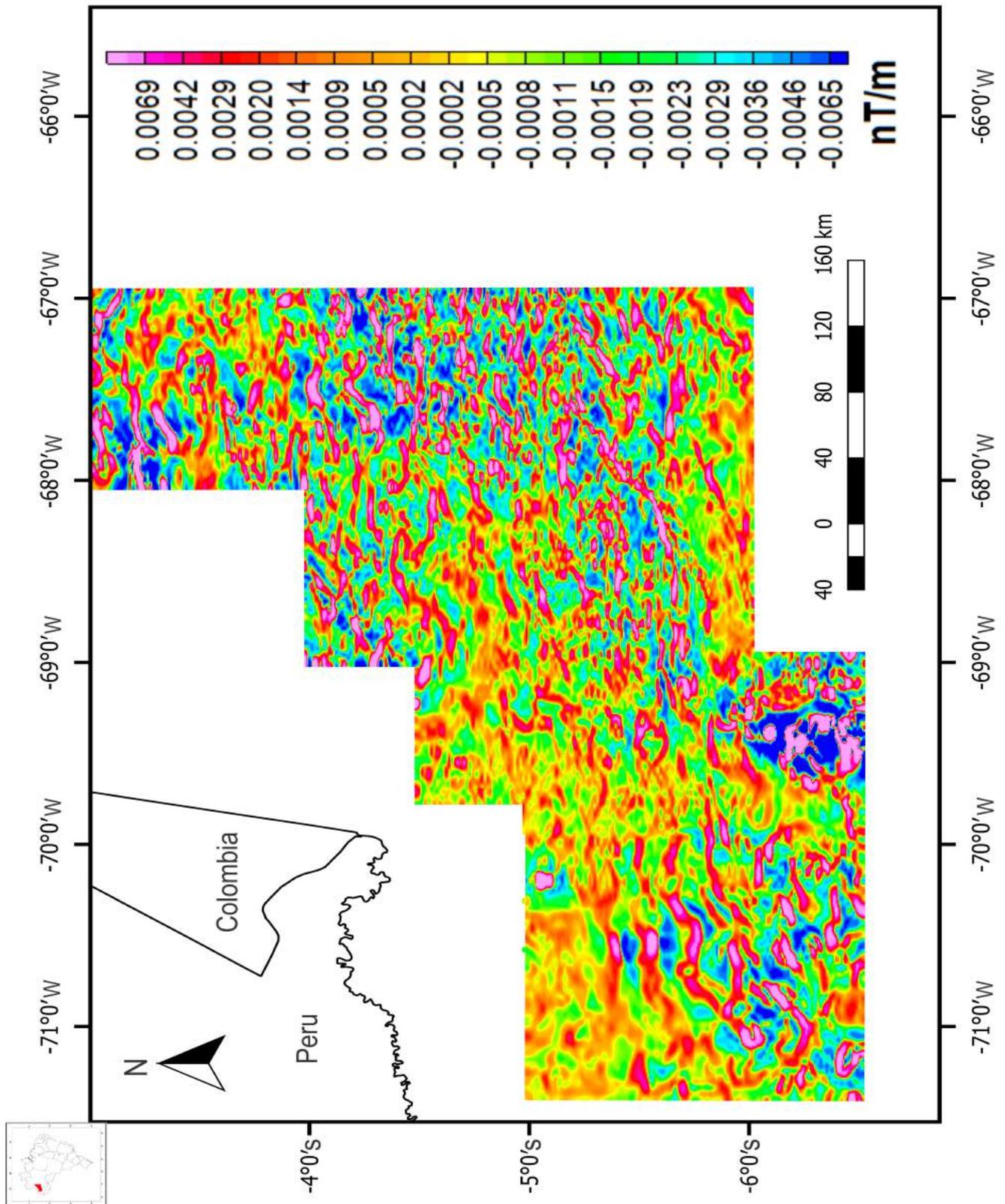


Figura 8.5.9 – Mapa do gradiente horizontal com filtro passa alta para o número de onda 0.033.

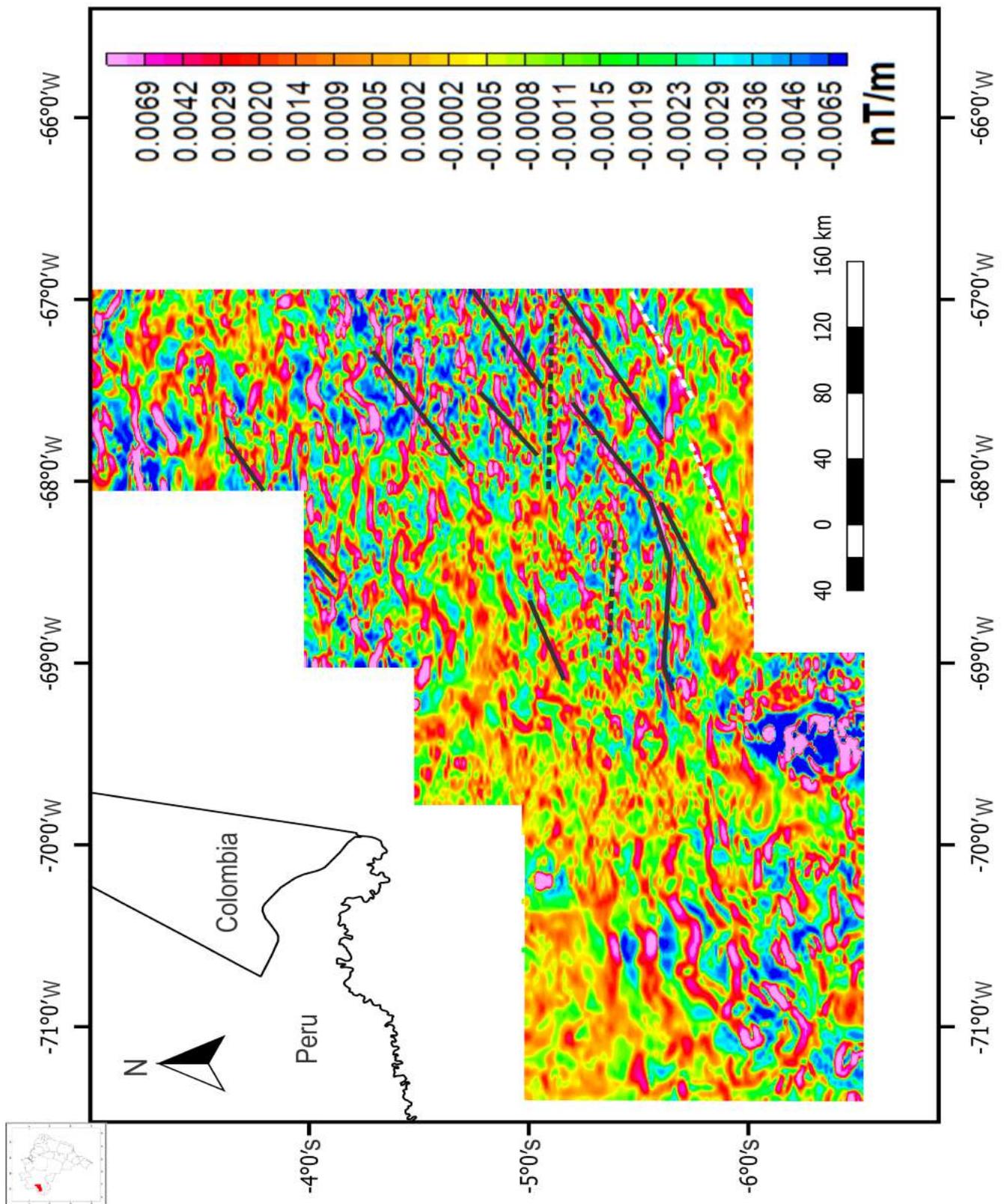


Figura 8.5.10 – Mapa do gradiente horizontal com filtro passa alta para o número de onda 0.033 interpretado.

Assim como o mapa de gradiente horizontal, o mapa de TMI com filtro 0.033 rad/km permitiu um bom destaque dos lineamentos ESE-WNW e ENE-WSW, e também dos mais curvilíneos. Alguns dipolos também puderam ser observados (figura 8.5.11 e 8.5.12).

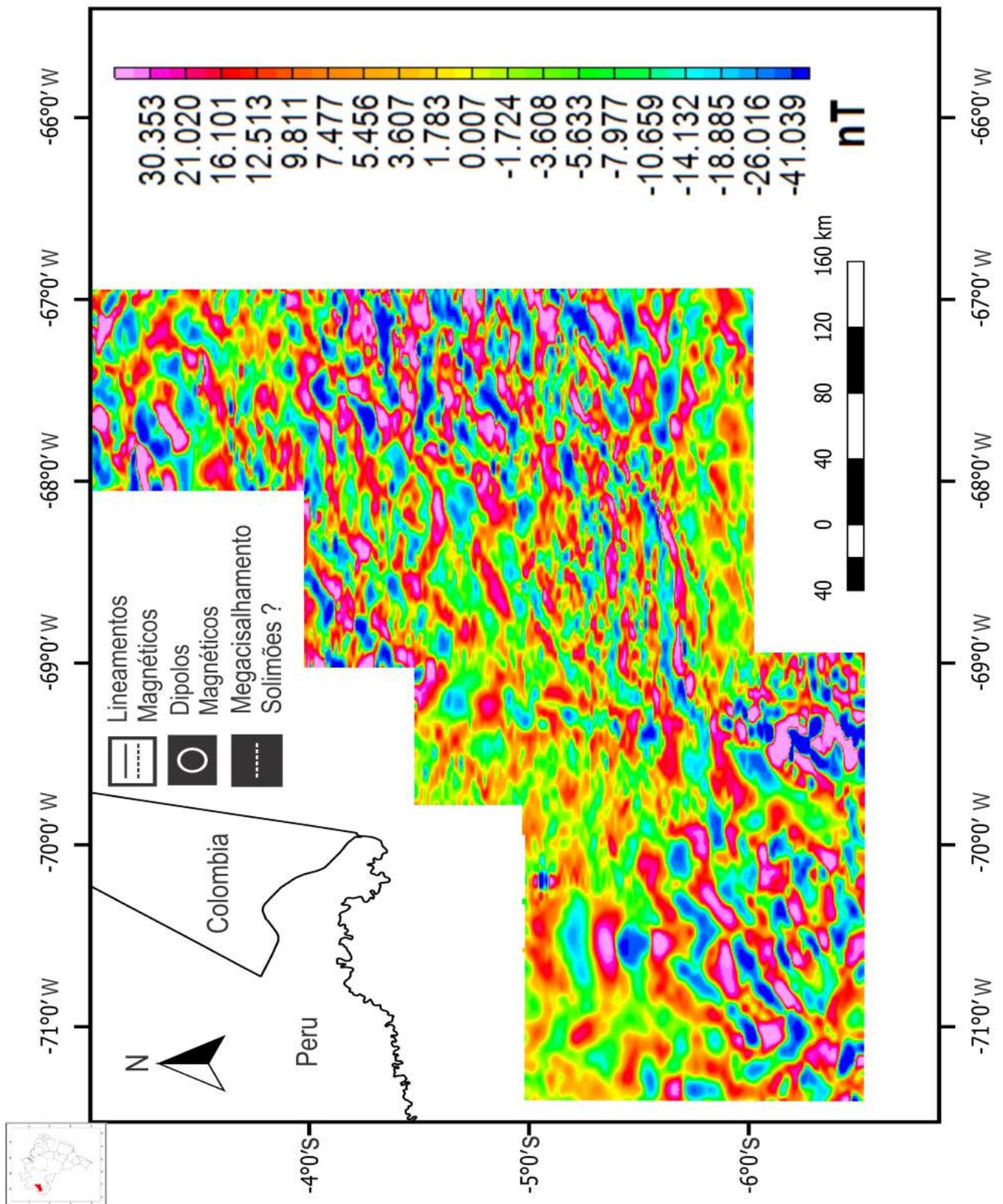


Figura 8.5.11 – Mapa do campo magnético total (TMI) com filtro passa alta para o número de onda 0.033.

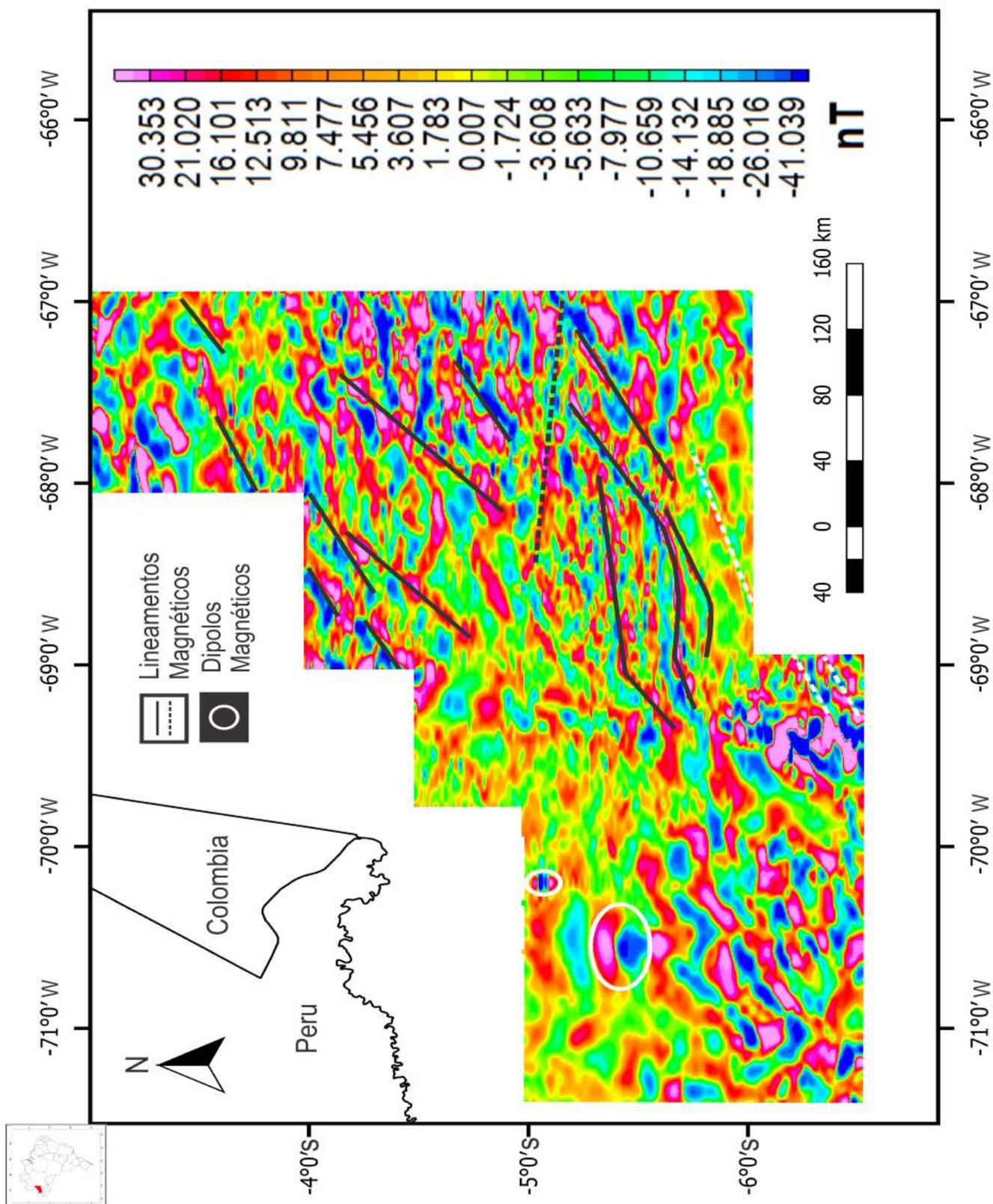


Figura 8.5.12 – Mapa do campo magnético total (TMI) com filtro passa alta para o número de onda 0.033 interpretado.

8.6 *Backstripping*

8.7 Subsidência Tectônica

As curvas de subsidência tectônica (8.7.1 , 8.7.2 , 8.7.3, 8.7.4, 8.7.5) exibiram basicamente um aumento progressivo porém suave, e são comparáveis em termos de magnitude, com exceção do poço 1BRSA835 (figura 8.7.4) que mostra valores muito menores. Parece haver um sutil aumento na subsidência tectônica de todas as curvas a partir de 200 Ma.

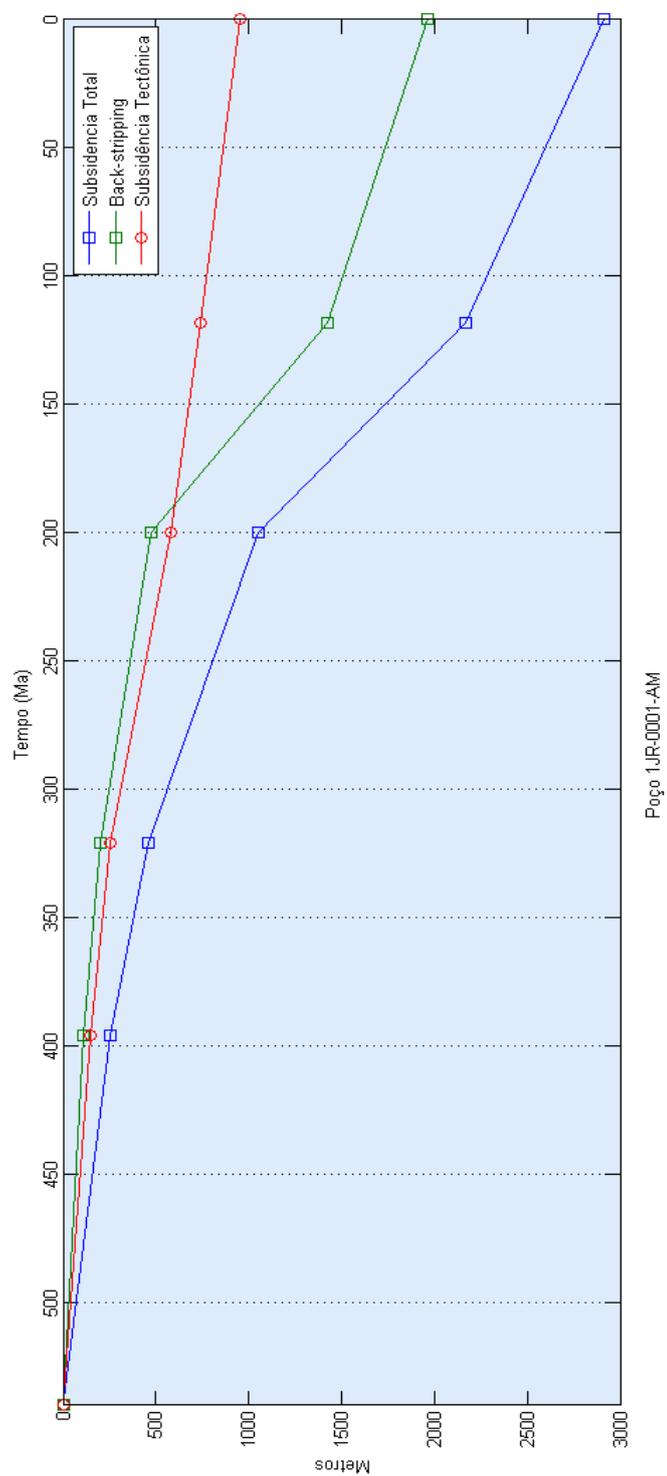


Figura 8.7.1 – Poço 1JR-0001-AM

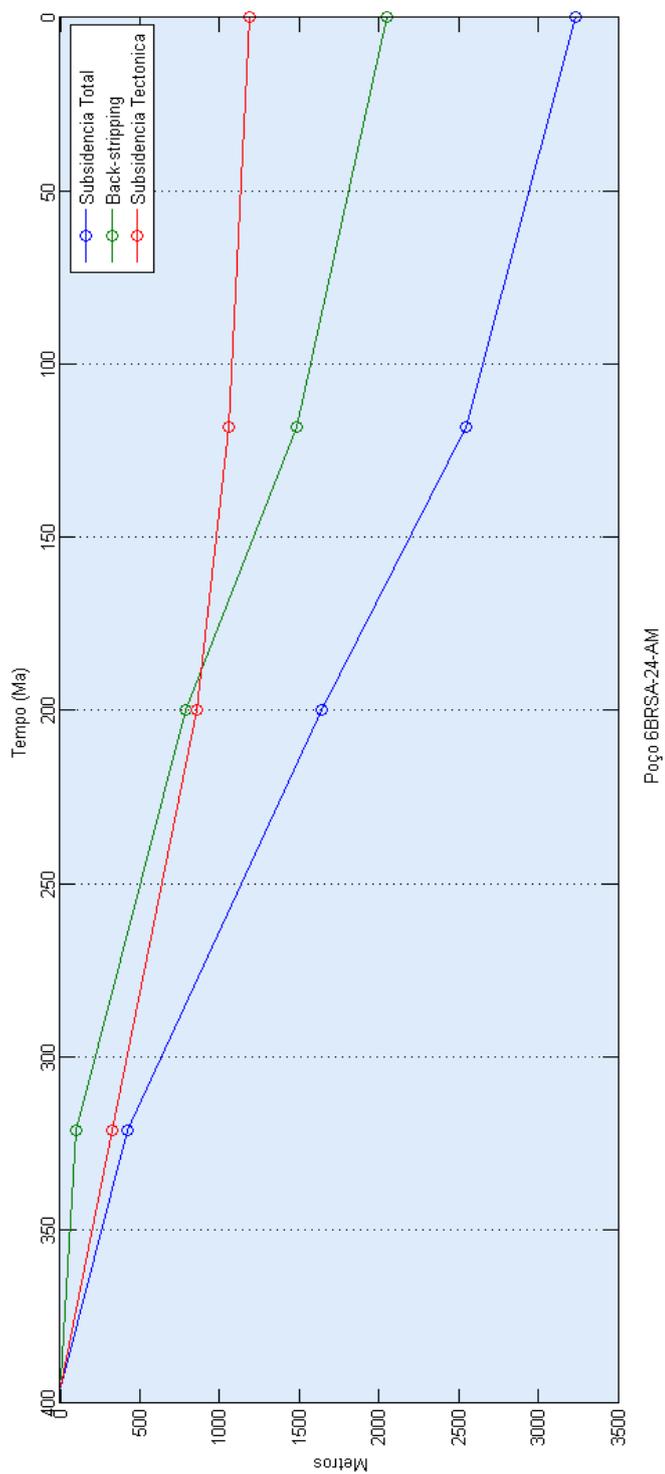


Figura 8.7.2 – Poço 6BRSA-24-AM

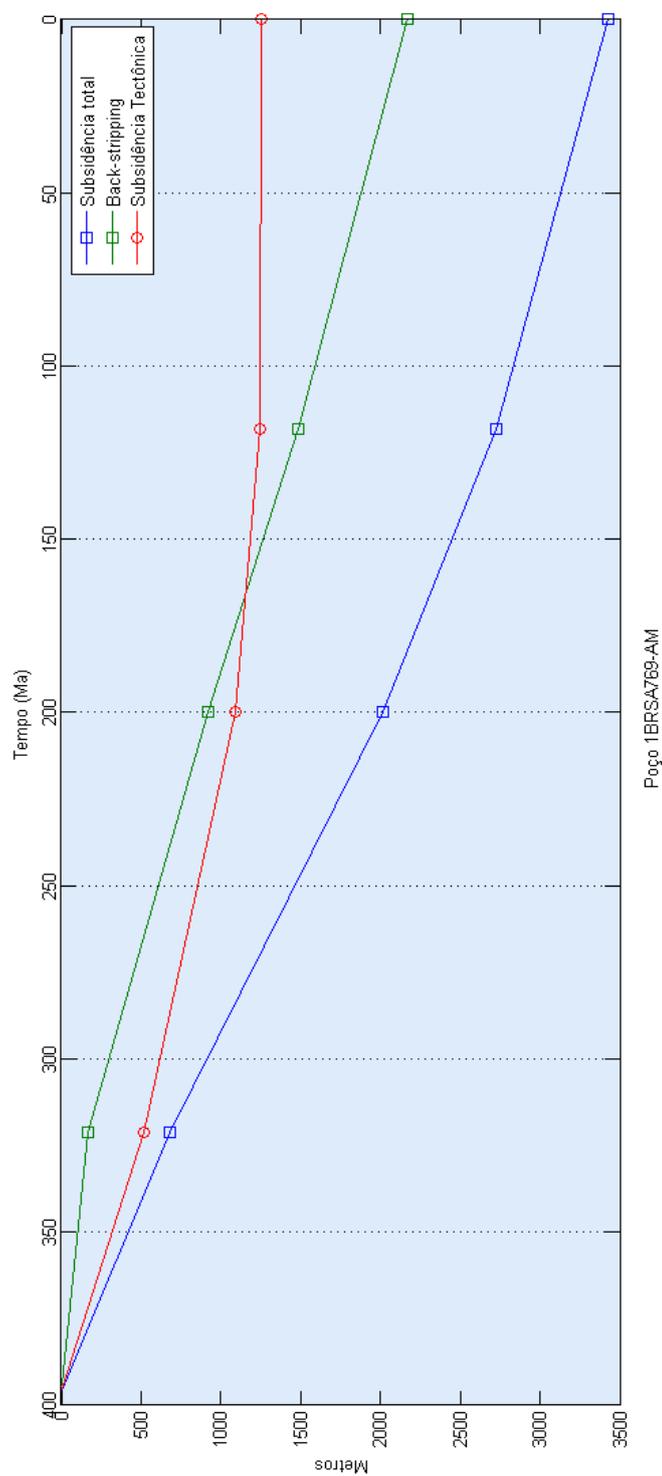


Figura 8.7.3 – Poço 1BRSA-769-AM

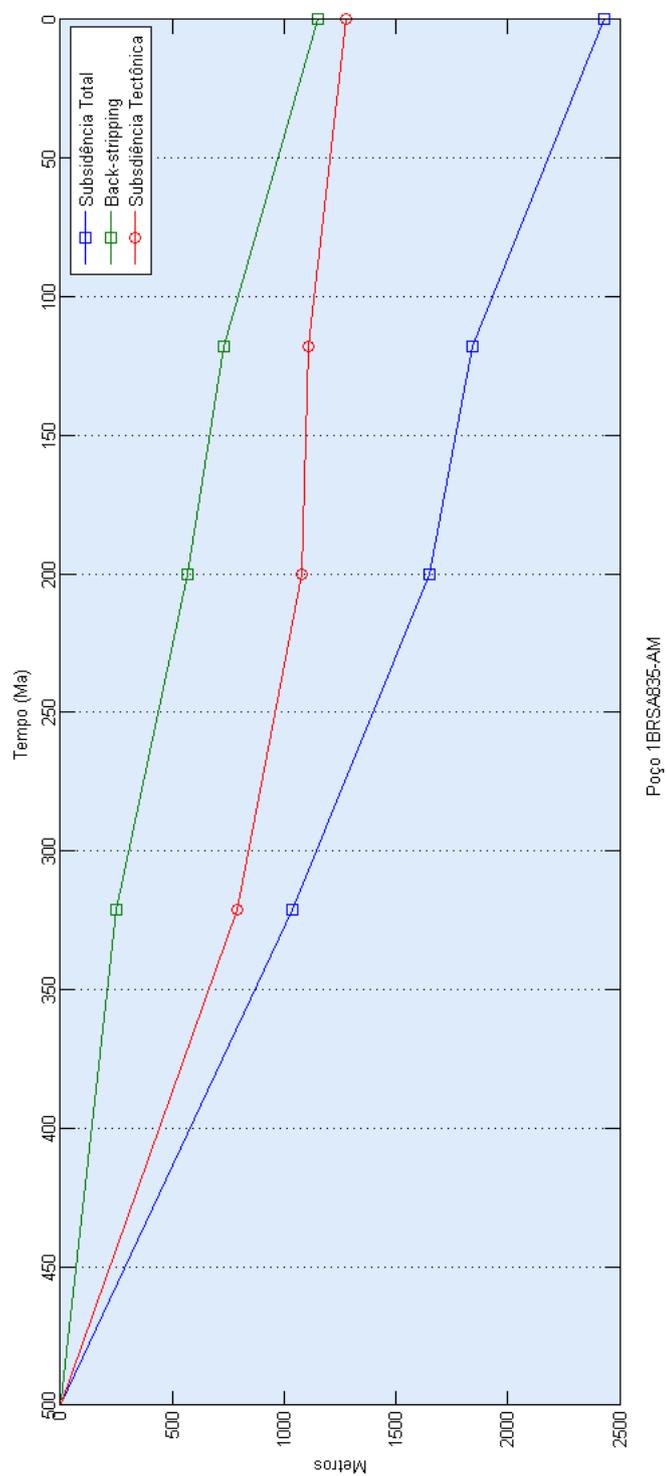


Figura 8.7.4 – Poço 1BRSA-835-AM

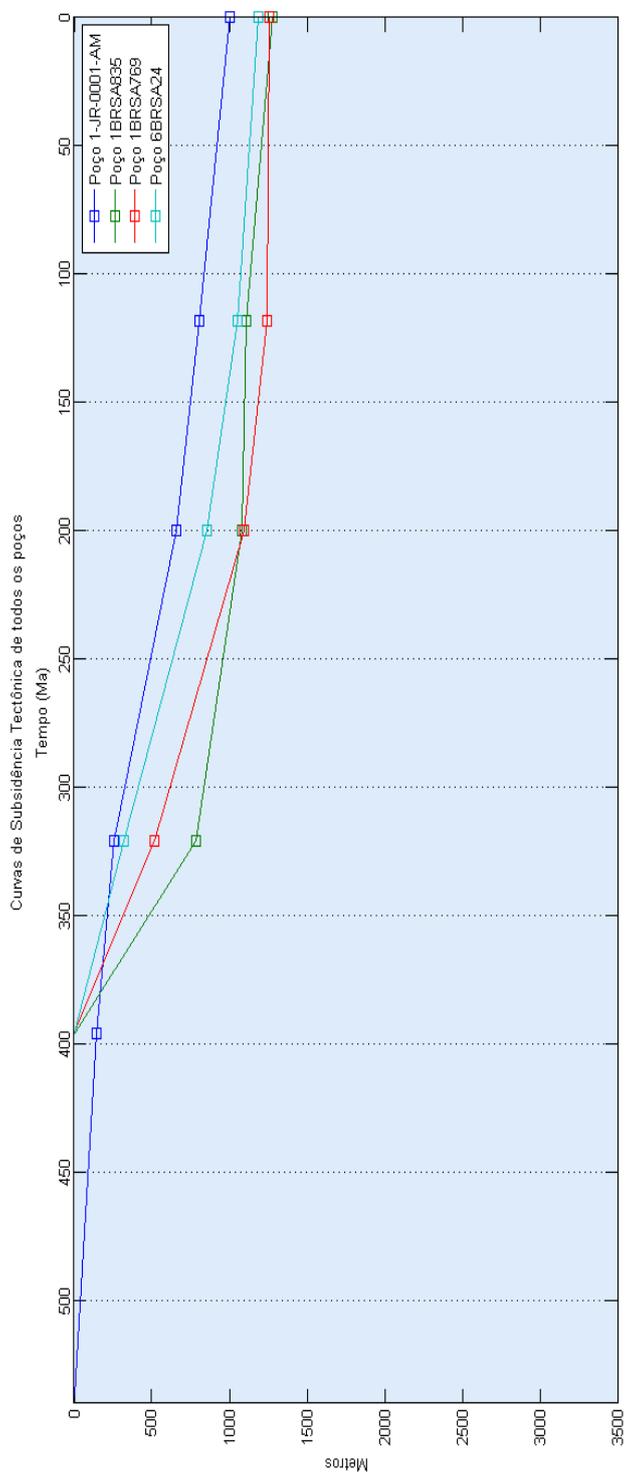


Figura 8.7.5 – Plot da subsidência tectônica de todos os poços

A figura 8.7.6 mostra o aspecto geral das curvas de subsidência tectônica dos poços da Bacia do Solimões, e estes mostram bastante similitude em relação às outras bacias intracratônicas de Williston, Michigan e Illinois, em especial a de Williston.

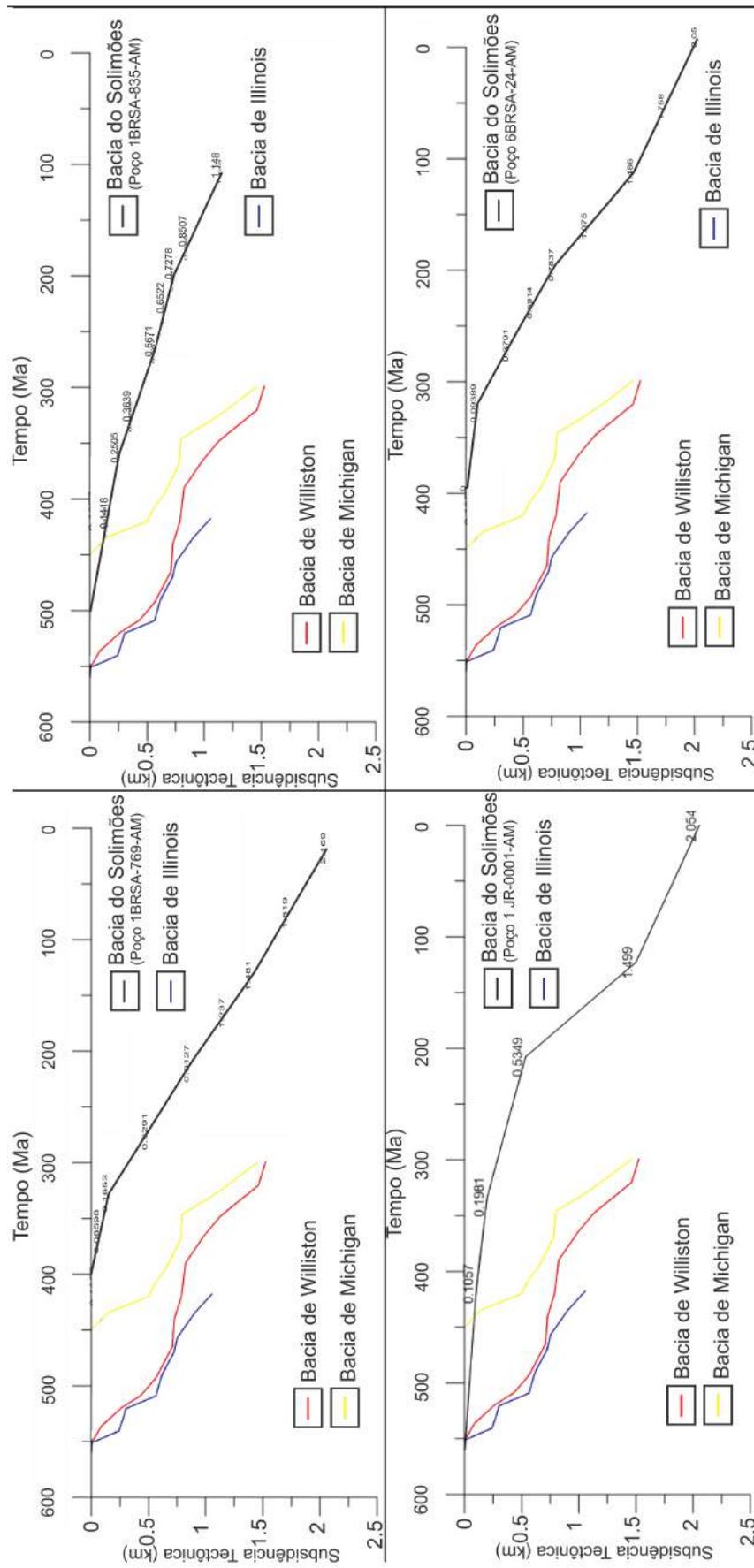


Figura 8.7.6 – Curvas de Subsidência Tectônica das bacias intracratônicas de Williston, Michigan, Illinois plotadas com as curvas calculadas para cada poço da Bacia do Solimões neste trabalho

8.8 Variação da Subsidência Tectônica (1a derivada)

Essas curvas (figuras 8.8.1, 8.8.2, 8.8.3, 8.8.4) demonstram as maiores variações entre os poços, mas em todos os poços existe sempre um ponto de inflexão a partir do qual há grande aumento do acúmulo de sedimentos. Para os poços 1JR-0001-AM (8.8.1) e 6BRSA24-AM (8.8.2) este ponto de inflexão está em 120Ma, e nos poços 1BRSA835-AM (figura 8.8.4) e 1BRSA769-AM (figura 8.8.3) ele está em 200 MA.

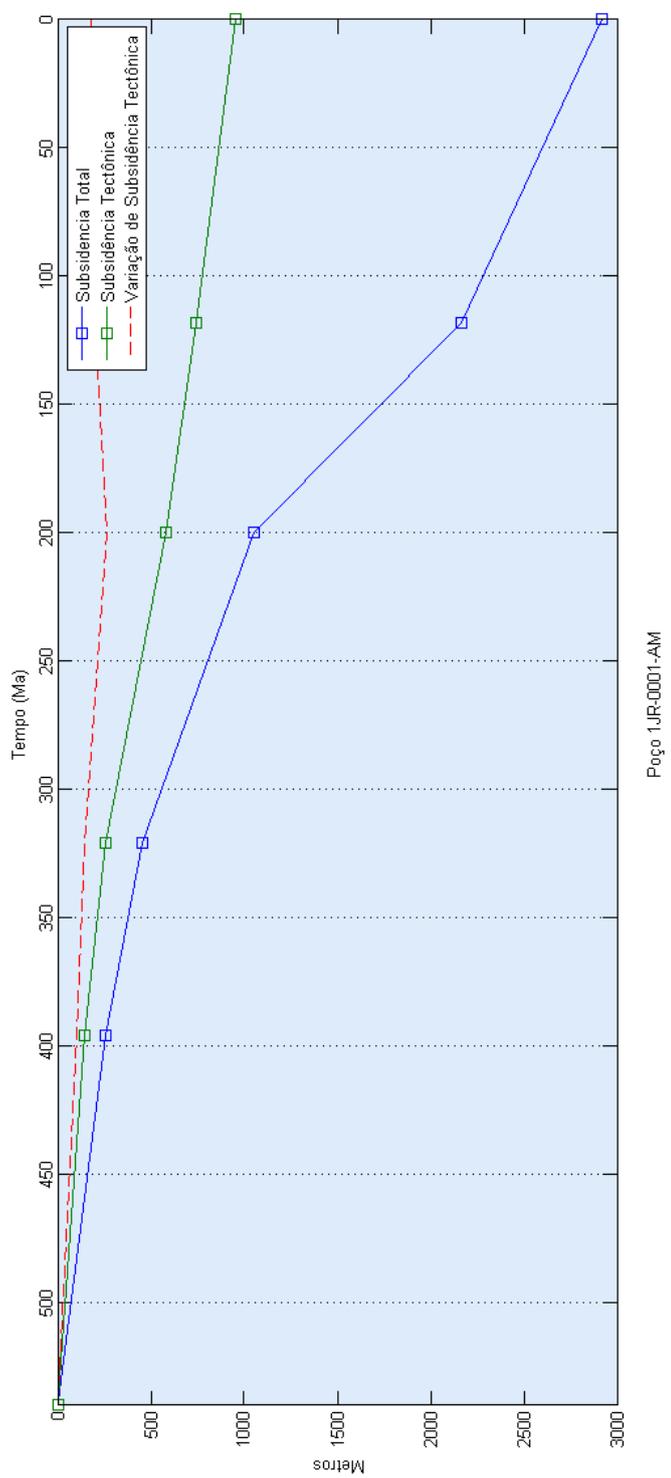


Figura 8.8.1 – Poço 1JR-0001-AM

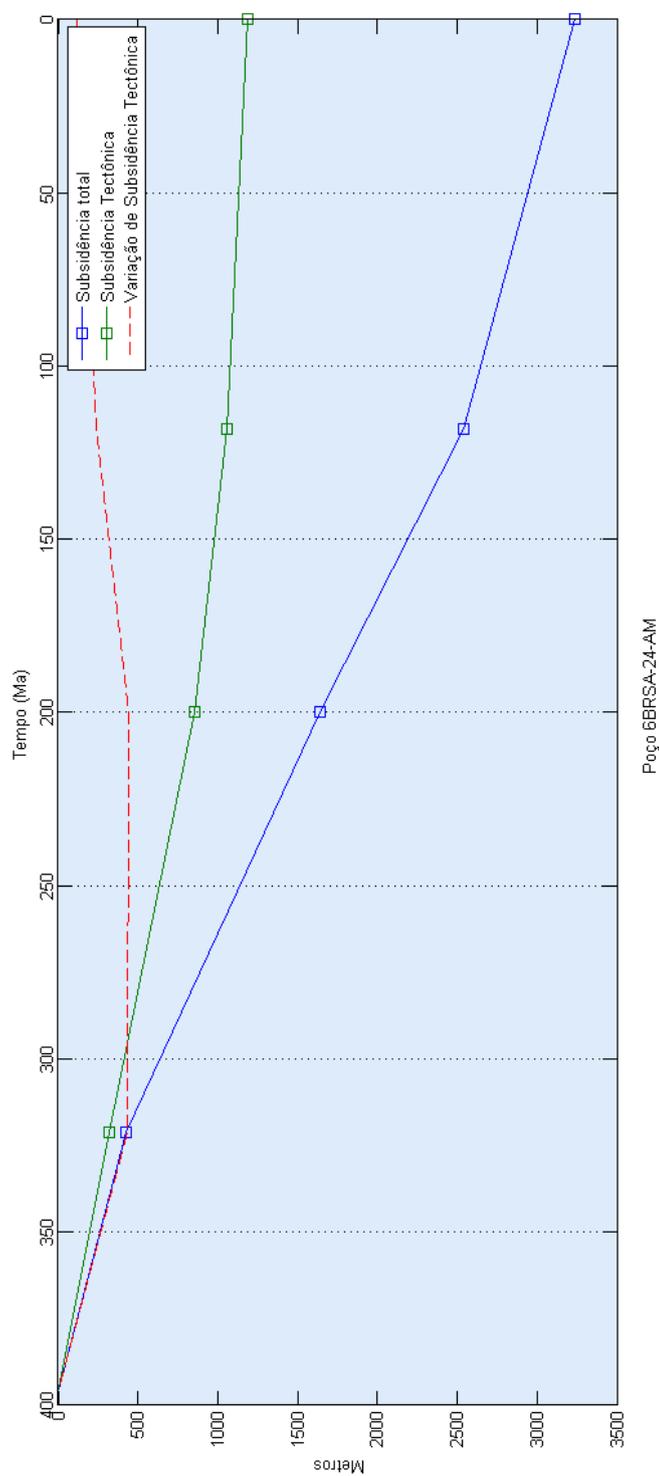


Figura 8.8.2 – Poço 6BRSA-24-AM

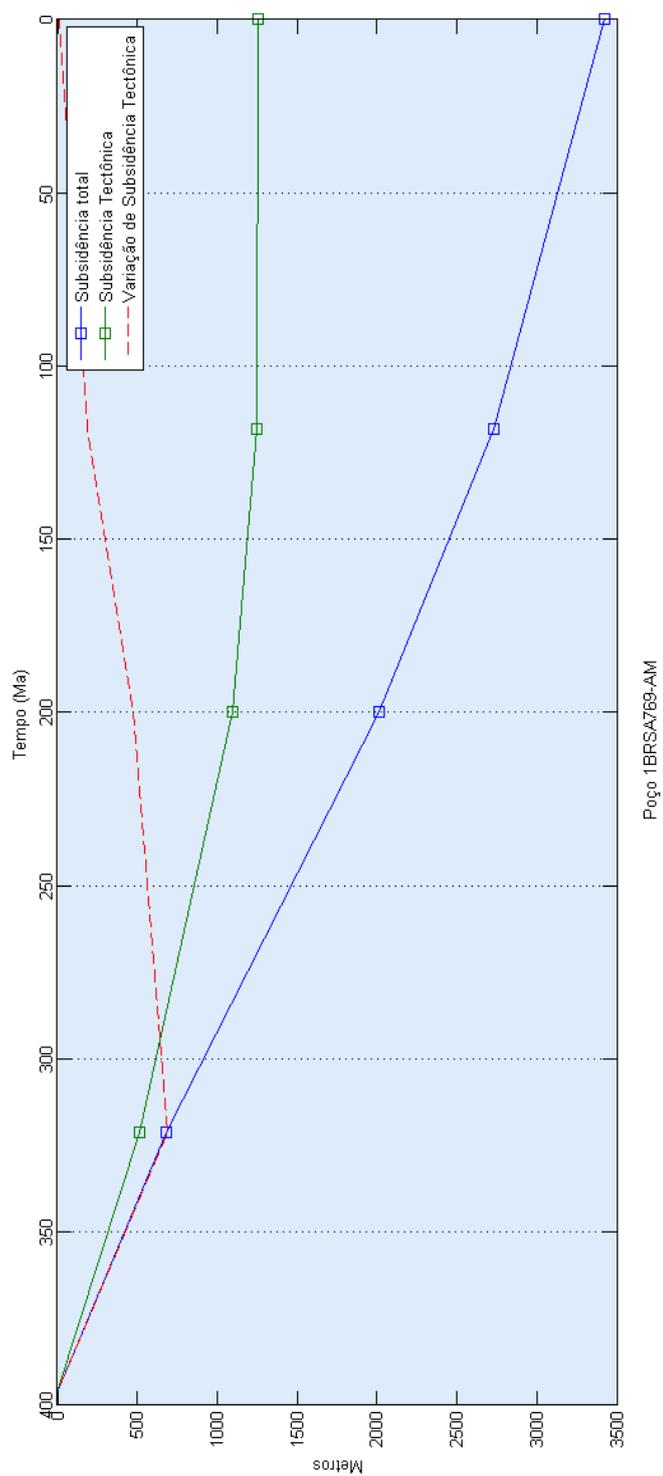


Figura 8.8.3 – 1BRSA769-AM

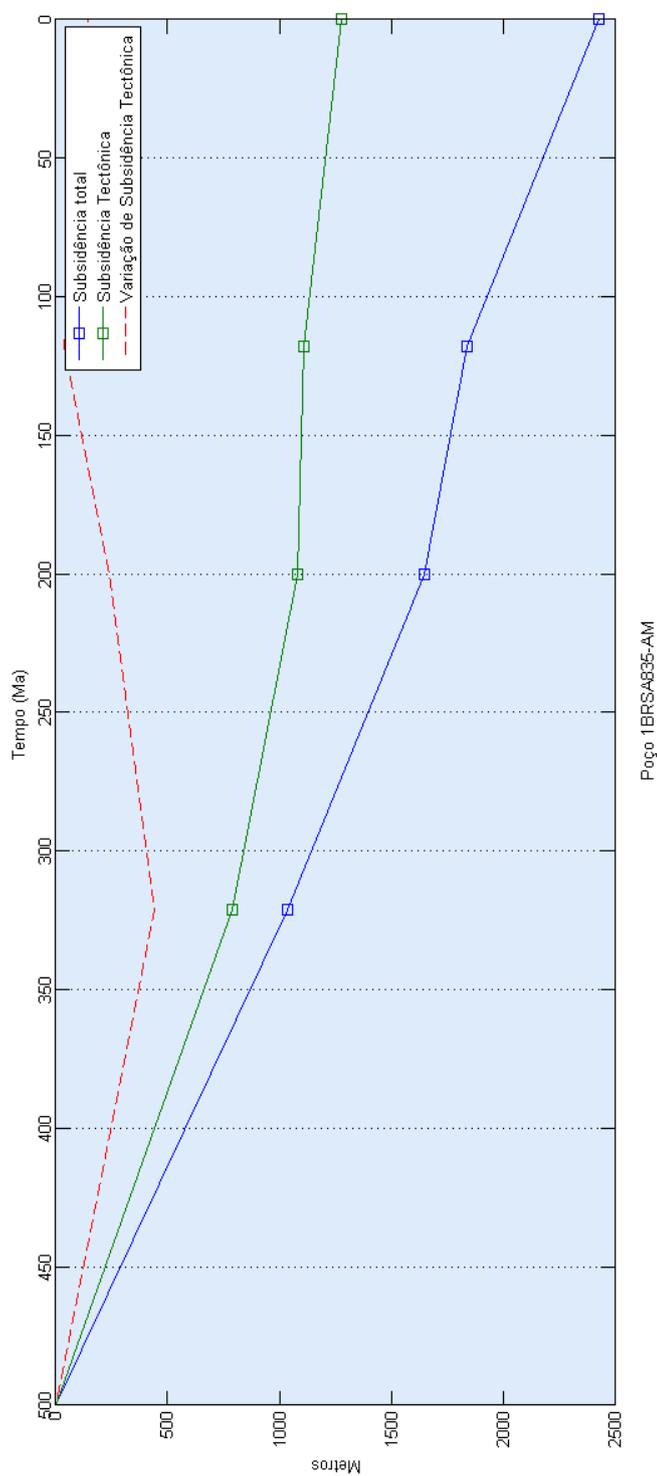


Figura 8.8.4 – Poço 1BRSA-835-AM

8.9 Variação da Subsidência Total (1a derivada)

A variação (1a derivada) da subsidência tectônica mostra uma mudança de comportamento a partir de 200 Ma, onde o poço 1JR0001-AM (figura 8.9.1) mostra a variação mais bem marcada, e o poço 1BRSA-769-AM (figura 8.9.2) tem a variação mais suave.

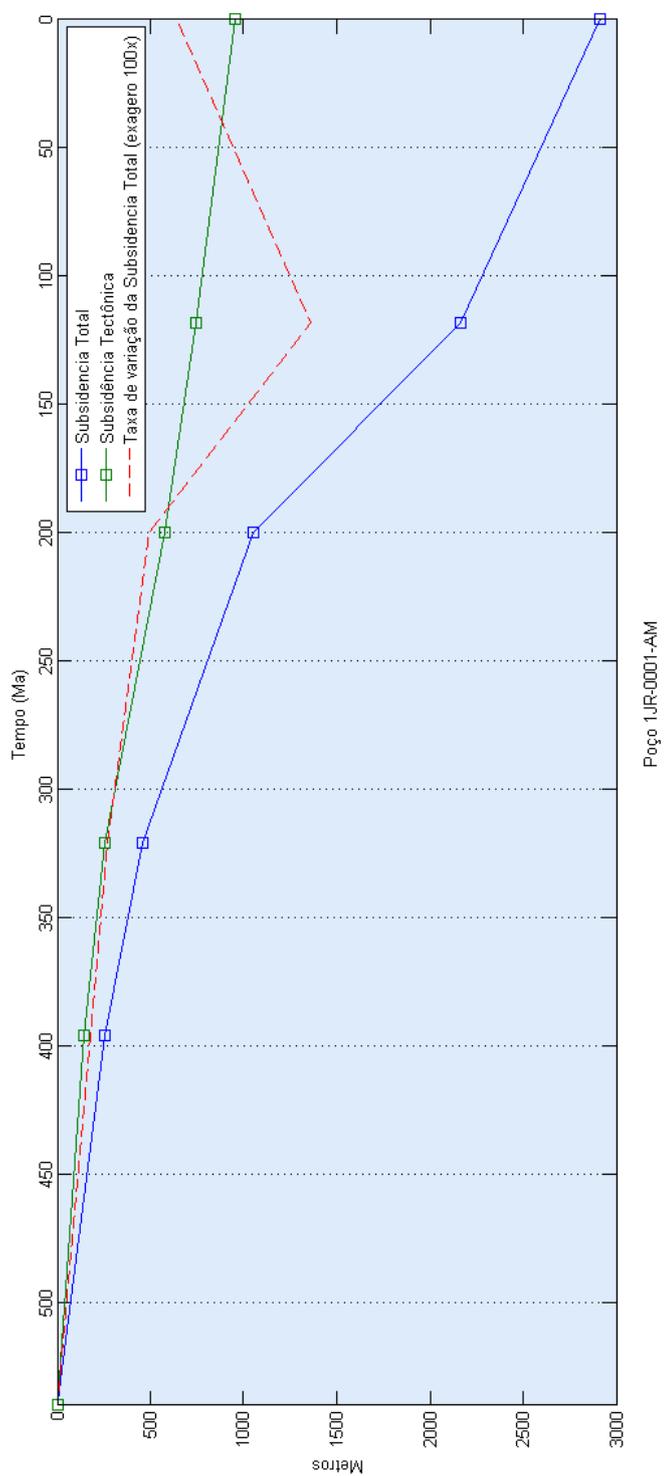


Figura 8.9.1 – Poço 1JR-0001-AM

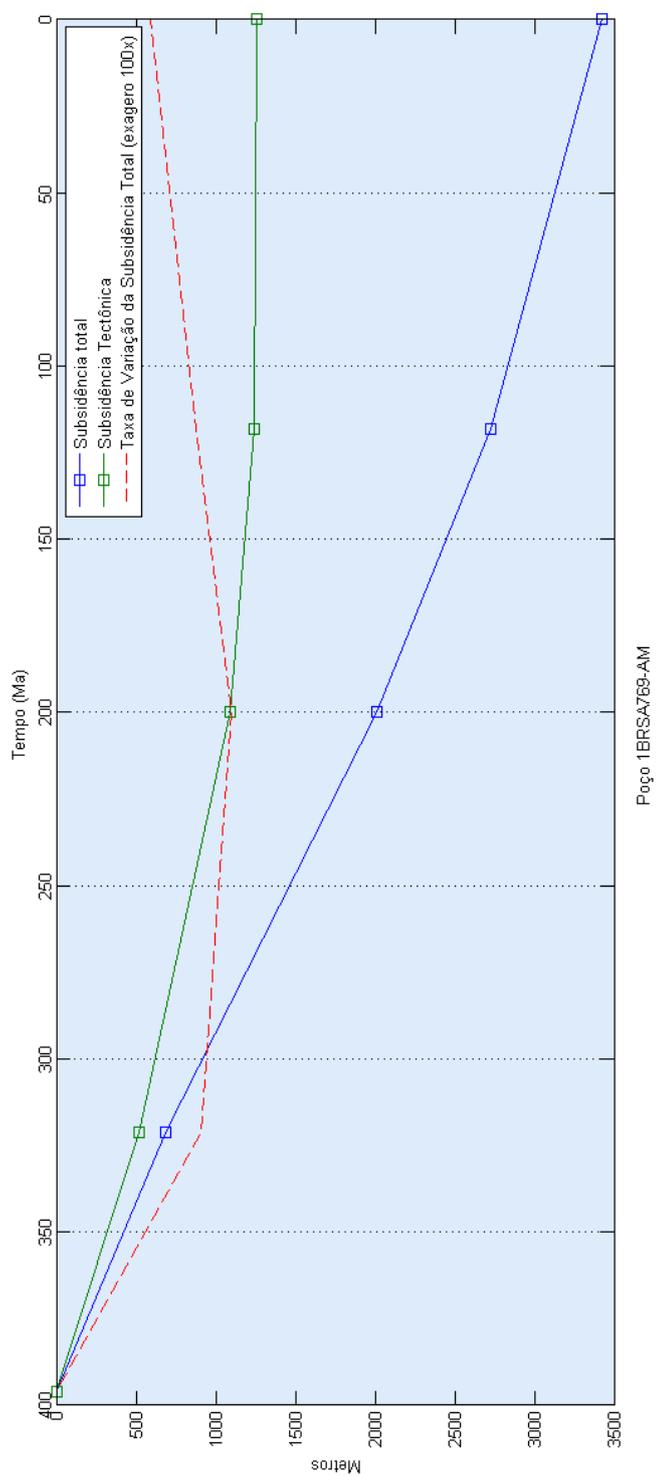


Figura 8.9.2 – Poço 1BRSA-769-AM

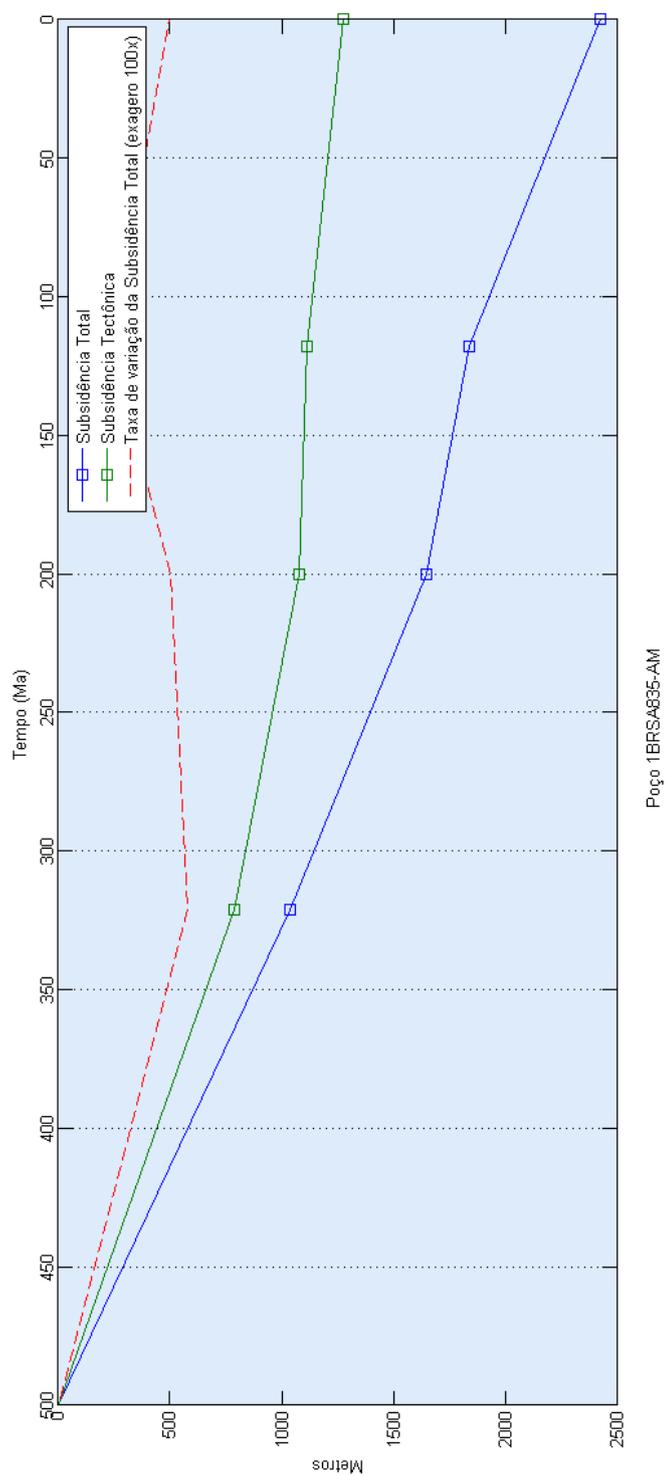


Figura 8.9.3 – Poço 1BRSA-835-AM

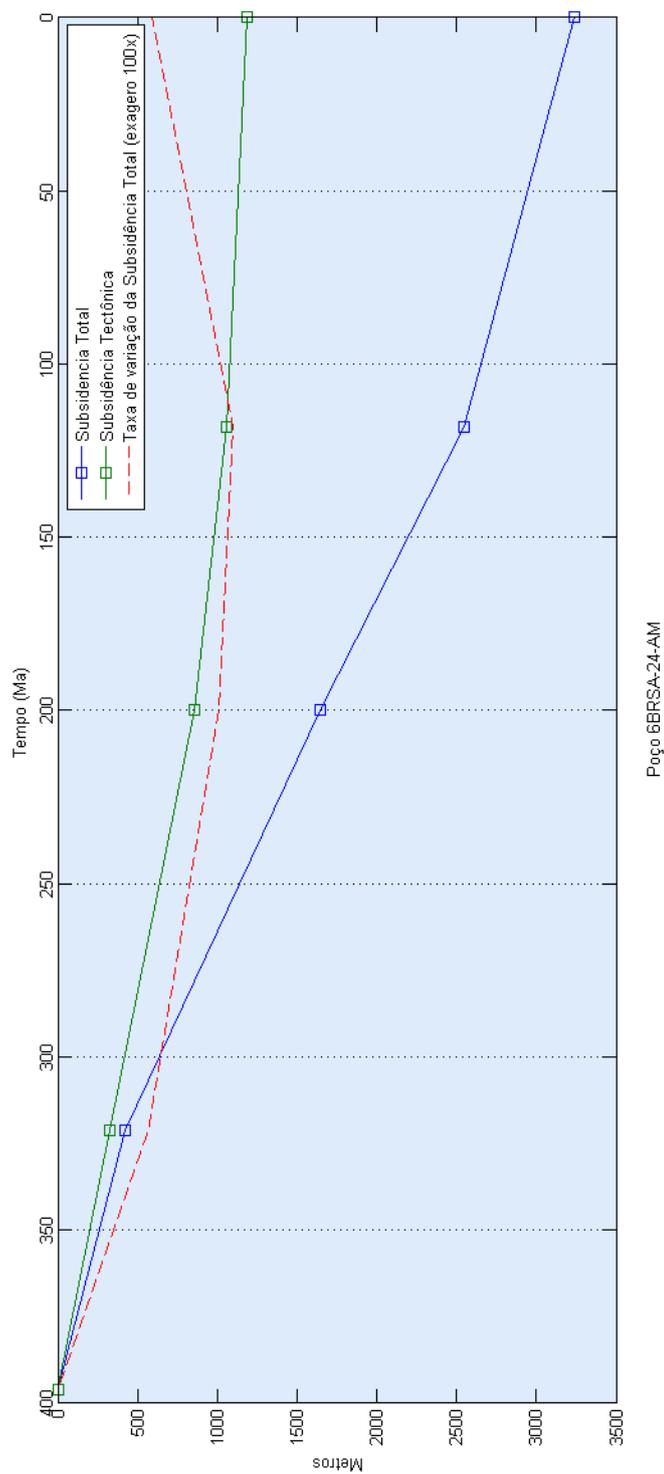


Figura 8.9.4 – Poço 6BRSA-24-AM

Com exceção do poço 1BRSA835-AM (figura 8.9.3) as curvas de *backstripping* (figura 8.9.5) mostram um comportamento geral bastante similar. O poço 1BRSA835-AM apresenta os maiores valores e é o único que apresenta dois pontos de inflexão notáveis, em 200 Ma e 120 Ma, que mostram um decrescimento e um crescimento dos valores, respectivamente.

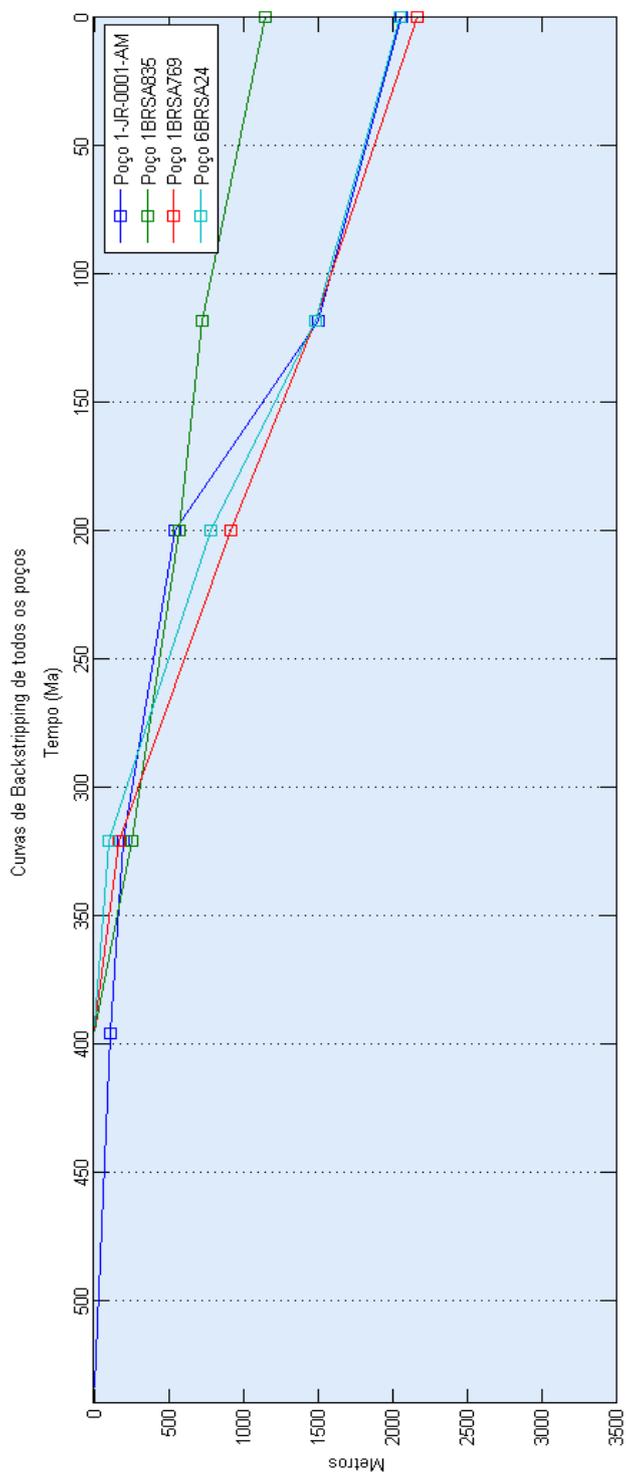


Figura 8.9.5 – Plot do *backstripping* de todos os poços

9 Discussões

9.1 Métodos Potenciais

Considerando a ambiguidade inerente aos métodos geofísicos, e mesmo com o uso de métodos semi-quantitativos que possam mitigá-la, as interpretações dos dados potenciais apresentados neste trabalho carecem de consistência que só pode ser obtida através de modelagens.

A interpretação dos dados potenciais aerolevantados na região da Sub-bacia de Jandiatuba permitiu uma melhora na definição de estruturas antes só observadas em linhas sísmicas, além de trazer evidências sobre novas feições lineares ainda não mapeadas.

Os dados gravimétricos, mesmo com limitações em relação aos grandes comprimentos de onda, permitiram a identificação de algumas feições estruturais regionais.

Nos mapas de gravimetria os altos e baixos magnéticos são relativos, ou seja, não necessariamente se traduzem como altos e baixos estruturais, mas é curioso o fato deles aparecerem adjacentes e de maneira alternada. O alto gravimétrico entre os baixos (1) e (2) pode ser o Arco de Carauari, mas neste caso ele estaria numa posição fora da que foi proposta em mapas até hoje. Se este alto gravimétrico estiver associado ao Arco de Carauari então a anomalia central necessariamente está associada a um corpo rochoso cuja densidade é anômala mesmo em relação ao embasamento da região. O espectro de potencia dos dados gravimétricos apontam uma estimativa de $\approx 22,2$ km para as fontes mais profundas. Estas fontes já haviam sido detectadas por Munis (2009), mas ainda não haviam sido associadas a nenhuma interpretação.

Em parte a caracterização da transcorrência dextral se deu pela técnica de sobreposição de anomalia aplicada ao mapa, mas esta é apenas um recurso visual, não altera os valores de magnitude das anomalias gravimétricas, e de qualquer forma é notável até mesmo no mapa tectônico (figura 3.1.1).

O mapa de 1ª derivada vertical da anomalia bouguer corroborou parcialmente a interpretação feita no mapa de anomalia bouguer. Através dele foi possível mapear anomalias de altas frequências, onde o mapa de anomalia bouguer não teve sensibilidade para tal. Essas anomalias em forma de lineamentos E-W estão condizentes com as deformações observadas em soleiras afetadas pelas falhas transpressivas da Tectônica do Juruá.

Nos dados magnéticos é notável o aspecto do paralelismo entre os lineamentos observados, que coincide com a direção de feições estruturais já mapeadas por Loures (1991) e Affonso (1997), como os *trends* ENE-WSW e ESE-WNW da bacia. Essas estruturas,

grosso modo, condicionam o sistema petrolífero da Bacia do Solimões. Entre os lineamentos destacaram-se os lineamentos mais ao sul da porção SE, anomalias fortemente marcadas em todos os mapas, em todos os comprimentos de onda filtrados, denotando a sua influência até mesmo sobre as soleiras mais rasas.

Além disso, nota-se uma forte correlação entre os grandes lineamentos magnéticos e a orientação da hidrografia regional. O Rio Solimões, Rio Jutai e Rio Juruá, presentes na região, mostram uma orientação próxima dos lineamentos magnéticos-gravimétricos mapeados.

Neste caso, os mapas filtrados para fontes rasas mostraram que a contribuição destas para as anomalias era pouco expressiva. Contudo, este conteúdo de alta frequência possivelmente está comprometido pelo ruído dos dados, o que pode mascarar a interpretação.

9.2 *Backstripping*

Como primeira consideração, vale salientar que os gráficos gerados para a Bacia do Solimões só foram representados por curva para poder tornar os dados inteligíveis e comparáveis aos de outras bacias, de maneira que elas não representam uma distribuição contínua de pontos. Todas as unidades sedimentares desta bacia são separadas por grandes hiatos deposicionais, e dessa forma o plot ideal para estes dados seria através de pontos. Toda as análises que se seguem abstraem essa impressão de continuidade, mas buscam focar as características gerais de cada curva, destacando semelhanças e particularidades quando possível.

Observa-se que a subsidência que se deu por sobrecarga litostática, curva nomeada de *backstripping* nos gráficos, manteve sua taxa praticamente constante ao longo de todo o histórico, e isto implica uma grande correlação entre a curva de acumulação sedimentar e a curva de subsidência tectônica, em todos os poços. Apesar de serem linearmente dependentes, na tendência geral dos dados a magnitude da subsidência tectônica é pouco menos da metade da acumulação sedimentar.

Com exceção do poço 1-BRSA-835AM, os poços apresentaram curvas de *backstripping* bastante similares, isto provavelmente se deve a sua proximidade dentro da bacia. O poço 1-BRSA-835AM, apresenta uma maior variação entre os seus três últimos pontos, denotando uma resposta isostática distinta. Também chama a atenção o poço 1-JR-0001-AM, cuja a curva de *backstripping* parece ser a única que apresenta o “stepp”, observado em outras bacias intracratônicas. Coincidentemente o poço 1-JR-0001-AM possui o registro sedimentar mais antigo entre os poços, tendo computados os dados desde a Formação Prosperança, registro do sistemas de riftes proterozóicos.

Os gráficos mostram que em 400 a 500 Ma de histórico, a Bacia do Solimões teve subsidência tectônica média entre os poços de cerca de 2.1 km, tendo como única exceção o poço 1BRSA-835-AM que atinge aproximadamente 1.2km. No poço 1BRSA-835-AM, porém, é preciso levar em conta que neste o embasamento estava mais raso, e todos os dados mostram valores notavelmente menores. A suavidade das curvas de subsidência tectônica denota uma subsidência bastante lenta ao longo do tempo.

Em geral os gráficos de subsidência tectônica só tem uma variação notável a partir de 200 Ma. A partir deste ponto de inflexão a curva torna-se positiva, ou seja, a subsidência tectônica aumenta, ainda que de forma pouco expressiva. Poço a poço a magnitude não comparável, mas atinge um máximo absoluto no poço 1JR-0001-AM, chegando a aproximadamente 1.2km, por outro lado o poço 1BRSA835-AM apresenta os menores valores. Contudo é difícil atribuir essas diferenças a um único evento, pois a partir de 200 Ma tanto o magmatismo quanto a Tectônica do Juruá afetaram a bacia e a resolução dos dados não permite fazer nenhuma distinção.

Todas as curvas de variação da acumulação sedimentar mostram um comportamento similar, apresentando um crescimento notável nos últimos 3 pontos referentes a 200 Ma até o presente. Provavelmente isto denota a expressiva acumulação de sedimentos do grupo Purus. A única exceção entre os poços foi do poço 1BRSA-835-AM, que experimentou grande variação de acumulação sedimentar em todo o histórico.

Na comparação entre as curvas de subsidência tectônica deste trabalho e das outras bacias intracratônicas é possível notar a suavidade de todas as curvas. Comparando curva-a-curva geradas neste trabalho, pode-se dizer que praticamente apresentam o mesmo comportamento, com exceção do poço 1JR-0001-AM que apresenta mais patamares ("steppes"). Contudo, a suavização das curvas relativas aos poços 1BRSA-769-AM, 1BRSA-835-AM e 6BRSA-24-AM pode ser uma consequência da reamostragem que sofreram no processo de reescalamiento dos dados destas com as outras bacias, de forma que as curvas passaram a possuir mais pontos (amostras) do que as computadas inicialmente. De qualquer forma, ainda que se leve em conta apenas o poço 1JR-0001-AM mais patamares, este não apresenta comportamento brusco em nenhum momento do seu histórico.

A comparação entre as curvas dos poços da Bacia do Solimões serviu para mostrar o seu grau de similitude, o que era esperado pela proximidade entre os poços. Essa similitude entre as curvas mostra que a estrutura de cálculos do algoritmo é coerente, não importando a espessura das unidades sedimentares ou o número de unidades sedimentares computadas.

Tudo o que foi discutido acima mostra que as curvas geradas neste trabalho em nada se assemelham às curvas de uma bacia de margem passiva (Watts & Steckler (1979); Watts & Steckler 1981), o que denota processos de subsidência e sedimentação bastante distintos. Contudo, com os escassos dados aqui apresentados é impossível formular qualquer ideia consistente sobre os processos termo-mecânicos que regeram a subsidência e a sedimentação

na Bacia do Solimões.

Não se nota nas curvas de subsidência deste trabalho o caráter abrupto inicial que apresentam as margens passivas em geral, o que afasta qualquer relação com comportamento típico de riftes. Mas as curvas de subsidência tectônica quando comparadas às outras bacias intracratônicas mostram algum grau de similitude.

Pouco se pôde afirmar sobre a expressão do tectonismo e da subsidência na bacia visto a escassez de dados e sua concentração numa única porção da bacia, fato que inviabilizou a comparação entre as Sub-bacias de Jandiatuba e de Juruá.

10 Conclusão

Para os dados potenciais as técnicas de realce serviram para corroborar as interpretações e promover uma maior complementaridade entre as mesmas. Em especial nos dados magnéticos foi possível fazer distinção entre feições tanto pelas características particulares de cada tipo sinal quanto pelo seu conteúdo de frequências.

Os espectros de potencia se mostraram uma ferramenta útil para se estabelecer parâmetros para filtros de comprimentos de onda e poder filtrar anomalias de diferentes profundidades, o que permite enriquecer o entendimento da geologia da região.

As anomalias dos dados magnéticos parecem não terem sido tão afetadas pela proximidade com o equador magnético.

Apesar da dificuldade em se fazer afirmações categóricas sobre as interpretações aqui propostas, a abordagem semi-quantitativa utilizada neste trabalho levanta hipóteses que têm valor para orientar futuras modelagens (métodos quantitativos) na região. Por esse motivo o autor sugere, para trabalhos futuros, que sejam feitas modelagens com foco nos *trends* estruturais. Uma redução do espaçamento das linhas de vôo para 1.500 metros poderia ser mais proveitosa para se obter melhores detalhes das feições lineares.

No que tange os resultados de *backstripping* foi possível adaptar computacionalmente de forma automatizada a metodologia tradicional para uma região com evaporitos e presença de soleiras.

O *backstripping* quando efetuado para seqüências sedimentares de segunda ordem em bacias intracratônicas não permite discernir bem as diferenças de subsidência que ocorrem em períodos menores, mas se mostraram sensíveis para o somatório de efeitos tectono-vulcânicos atuantes na bacia.

Para trabalhos futuros recomenda-se aplicar *backstripping* para poços na Sub-bacia de Jandiatuba, afim de estabelecer comparações entre ambas sub-bacias. Outra recomendação é aprofundar os resultados do presente estudo para relacionar essas curvas aos aspectos termo-mecânicos atuantes na Bacia do Solimões.

11 Referências

Referências

- AFFONSO, A. d. O. Estudo das feições lineares observadas em dados aeromagnéticos da bacia do solimões a partir de imagens digitais de sombreamento do relevo anômalo total. *Revista Brasileira de Geofísica*, SciELO Brasil, v. 15, n. 2, p. 192–193, 1997.
- ALLEN, P. A.; ALLEN, J. R. *Basin analysis: Principles and Application to petroleum play assessment*. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2005.
- ALLEN, P. A.; ALLEN, J. R. *Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment*. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2013.
- ALMEIDA, F. d. et al. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. *Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, CDR*, p. 43–60, 2004.
- ALMEIDA, F. F. M. de; NEVES, B. B. de B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the south american platform. *Earth-Science Reviews*, Elsevier, v. 50, n. 1, p. 77–111, 2000.
- ALVES, D. P.; MENDES, R. C. *Otimização de Geometria para Acumulador de Energia Térmica*. 2014. Trabalho Final em Medições Térmicas, UFRGS (Universidade Federal do Rio Grande do Sul), Porto Alegre, Brasil.
- ANGEVINE, C. L.; HELLER, P. L.; PAOLA, C. *Quantitative sedimentary basin modeling*. [S.l.]: American Association of Petroleum Geologists, 1990.
- BARATA, C.; CAPUTO, M. V. Geologia do petróleo da bacia do solimões. o “estado da arte”. In: *4 Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás. PDPETRO*. [S.l.: s.n.], 2007. v. 4, n. 1.1.
- BEAUMONT, E. A. F. et al. *Exploring for oil and gas traps*. [S.l.: s.n.], 1999.
- BIZZI, L. A. et al. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. [S.l.]: CPRM, 2003.
- BLAKELY, R. J. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. [S.l.]: Cambridge University Press, 1996.
- BOND, G. C.; KOMINZ, M. A. Construction of tectonic subsidence curves for the early paleozoic miogeocline, southern canadian rocky mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning. *Geological Society of America Bulletin*, Geological Society of America, v. 95, n. 2, p. 155–173, 1984.
- BRIGHAM, E. O. *The fast Fourier transform*. [S.l.]: Prentice-Hall Englewood Cliffs, NJ, 1974. v. 7.
- CAPUTO, M. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. Santa Barbara: University of California. Tese (Doutorado) — PhD Thesis, 583 p, 1984.

- CAPUTO, M.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. d. Nomenclatura estratigráfica da bacia do Amazonas: histórico e atualização. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*. [S.l.: s.n.], 1972. v. 26, p. 35–46.
- CAPUTO, M. V. Solimões megashear: intraplate tectonics in northwestern Brazil. *Geology*, Geological Society of America, v. 19, n. 3, p. 246–249, 1991.
- CAPUTO, M. V. Juruá orogeny: Brazil and Andean countries. *Brazilian Journal of Geology*, SciELO Brasil, v. 44, n. 2, p. 181–190, 2014.
- CAPUTO, M. V.; LIMA, E. C. Estratigrafia, idade e correlação do grupo Serra Grande–Bacia do Parnaíba. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*. [S.l.: s.n.], 1984. v. 33, p. 740–753.
- CAPUTO, M. V.; SILVA, O. Sedimentação e tectônica da bacia do Solimões. *Raja Gabaglia GP & Milani EJ (coords.) Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobras, 1990.
- CARSLAW, H. S.; JAEGER, J. C. Conduction of heat in solids. *Oxford: Clarendon Press, 1959, 2nd ed.*, 1959.
- CORDANI, U. G. *Tectonic Evolution of South America: 31st International Geological Congress*. [S.l.: s.n.], 2000.
- COSTA, A. R. A. *Tectônica Cenozóica e movimentação salífera na bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca*. Tese (Doutorado) — Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, 13.09. 2002., 2002.
- COUTINHO, M. d. N. Província mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa preliminar para ouro em sig. *Rio de Janeiro, CPRM*, 2008.
- DENTITH, M.; MUDGE, S. T. *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2014.
- EIRAS, J. Geologia e sistemas petrolíferos da bacia do Solimões. *VI Simpósio de Geologia da Amazônia*, p. 30–32, 1999.
- EIRAS, J. et al. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8, n. 1, p. 17–45, 1994.
- EIRAS, J. F. Tectônica, sedimentação e sistemas petrolíferos da bacia do Solimões, estado do Amazonas. *Searching for Oil and Gas in the Land of Giants. The Search Magazine, Edição Especial sobre o Brasil. Schlumberger, Argentina SA*, 1998.
- FILHO, A. T.; CORDANI, U.; MARINO, O. Idades K-Ar de rochas basálticas da bacia amazônica e sua significação tectônica regional. *Cong. Bras. Geol.*, v. 28, p. 273–278, 1974.
- FILHO, J. R. W.; TRAVASSOS, W. A. S.; ALVES, D. B. O diabásio nas bacias paleozóicas amazônicas—herói ou vilão. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 14, n. 1, p. 177–184, 2006.
- GUERRA, A. J. T. *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. [S.l.]: Bertrand Brasil, 1994.

- GUNN, P. Quantitative methods for interpreting aeromagnetic data: a subjective review. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, Australian Government Publishing Service, v. 17, p. 105–114, 1997.
- HAQ, B. U. et al. Chronology of fluctuating sea levels since the triassic. *Science*, Washington, v. 235, n. 4793, p. 1156–1167, 1987.
- HINTE, J. V. Geohistory analysis—application of micropaleontology in exploration geology. *AAPG Bulletin*, American Association of Petroleum Geologists, v. 62, n. 2, p. 201–222, 1978.
- HINZE, W. J.; FRESE, R. R. V.; SAAD, A. H. *Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2013.
- KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. *An introduction to geophysical exploration*. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2013.
- KNIGHT, K. et al. The central atlantic magmatic province at the triassic–jurassic boundary: paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence from morocco for brief, episodic volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 228, n. 1, p. 143–160, 2004.
- LI, X. Understanding 3d analytic signal amplitude. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 71, n. 2, p. L13–L16, 2006.
- LOURES, L. et al. *Interpretação aeromagnética automática com uso da equação homogênea de Euler e sua aplicação na Bacia do Solimões*. Tese (Doutorado) — M. Sc. thesis, Fed. Univ. of Pará, Brazil, 1991.
- MAGOON, L. B.; DOW, W. G. *The petroleum system: From source to trap*. [S.l.]: American Association of Petroleum Geologists, 1994.
- MCHONE, J. G. *Igneous Features and Geodynamic Models of Rifting and Magmatism Around the Central Atlantic Ocean*. 2006.
- MCKENZIE, D. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters*, Elsevier, v. 40, n. 1, p. 25–32, 1978.
- MELLO, M. R. et al. Selected petroleum systems in brazil. *Memoirs-American Association of Petroleum Geologists*, AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS, p. 499–499, 1994.
- MILANI, E. et al. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Brazilian Journal of Geophysics*, SciELO Brasil, v. 18, n. 3, p. 351–396, 2000.
- MILANI, E. J. et al. Sedimentary basins of south america. *Tectonic Evolution of South America*, International Geological Congress Rio de Janeiro, v. 31, p. 389–452, 2000.
- MUNIS, M. de B. *Caracterização geomagnética do Gráben Purus e suas implicações na evolução das bacias do Solimões e do Amazonas*. Tese (Doutorado) — Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2009.
- NABIGHIAN, M. N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 37, n. 3, p. 507–517, 1972.

- NUNN, J. A.; SLEEP, N. H.; MOORE, W. E. Thermal subsidence and generation of hydrocarbons in michigan basin. *AAPG bulletin*, American Association of Petroleum Geologists, v. 68, n. 3, p. 296–315, 1984.
- PITMAN, W. C. Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geological Society of America Bulletin*, Geological Society of America, v. 89, n. 9, p. 1389–1403, 1978.
- PORSCHÉ, E. *Tectônica da faixa de dobramentos do Juruá, Bacia do Alto Amazonas—um modelo estrutural*. Tese (Doutorado) — MS Thesis, Ouro Preto, Brazil, Universidade Federal de Ouro Preto, 1985.
- RAPPEL, E. Tendências do setor de petróleo e gás no brasil: oportunidades e desafios para os fornecedores de bens e serviços. *Petróleo e região no Brasil: o desafio da abundância*. Rio de Janeiro: Garamond, p. 111–136, 2007.
- SCHNEIDER, R.; CARNEIRO, R. Reavaliação das possibilidades petrolíferas da bacia do alto amazonas. *Relatório interno da PETROBRÁS. SIEX-1035104*, 1976.
- SCLATER, J. G.; CHRISTIE, P. Continental stretching; an explanation of the post-mid-cretaceous subsidence of the central north sea basin. *Journal of Geophysical Research*, v. 85, n. B7, p. 3711–3739, 1980.
- SILVA, O. d. Análise da bacia do solimões (revisão litoestratigráfica, magmatismo e geoquímica). *Unpublished M. Sc. Thesis*. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 1987.
- SPECTOR, A.; GRANT, F. Comments on “two-dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields”. *Geophysical Prospecting*, Wiley Online Library, v. 23, n. 2, p. 391–391, 1975.
- SZATMARI, P.; CARVALHO, R.; SIMÕES, I. Evaporitos da bacia do amazonas. *Petrobrás, 128p. Relatório Interno*, 1975.
- WATTS, A.; RYAN, W. Flexure of the lithosphere and continental margin basins. *Tectonophysics*, Elsevier, v. 36, n. 1, p. 25–44, 1976.
- WATTS, A.; STECKLER, M. Subsidence and eustasy at the continental margin of eastern north america. *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment*, Wiley Online Library, p. 218–234, 1979.
- WATTS, A.; STECKLER, M. Subsidence and tectonics of atlantic type continental margins. *Oceanologica Acta, Special issue*, Gauthier-Villars, 1981.
- WYLLIE, M. R. J.; GREGORY, A. R.; GARDNER, L. W. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 21, n. 1, p. 41–70, 1956.
- ZALÁN, P. V. et al. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 595–613, 2004.

Apêndices

APÊNDICE A – Códigos do MatLab

%Código 1 do MatLab.

% ————— FIM DO CÓDIGO 1 —————

% O número de unidades sedimentares poder ser alterado desde que se replique a estrutura do código

clear all

clc

% Instruções:

% Os dados iniciais a serem carregados devem estar em um arquivo externo com extensão .txt no mesmo diretório do Matlab, e ter a ordenação mostrada a seguir com as colunas separadas por tabulação.

% O arquivo pode ter qualquer nome arbitrário

% Este código pode ser replicado para tantas unidades sedimentares quanto se queira, bastando manter a estrutura do código na medida em que adiciona as unidades sedimentares

% Exemplo de como o arquivo externo estaria estruturado com 5 unidades:

1	2	3	4	5; % Unidades Sedimentares
0	751	2712	2900	3064; % Profundidades do topo
751	9999	86	188	164; % Espessuras Sem soleiras e evaporitos
0.4495	9999	0.0792	0.0668	0.0710; % Porosidade Atual
0.4	9999	0.4	0.4	0.4; % Porosidade Inicial
118	200	321	396	540 % Idades das Unidades (Ma)

```
% Sugestão para o preenchimento da Tabela de Porosidade Iniciais para algumas
litologias segundo Bond et al., 1983:

% Este parâmetro pode ser obtido por ajuste empírico de um modelo
% exponencial como é apresentado no código 2
% Arenitos = 0.4
% Calcarenitos = 0.5
% Folhelho = 0.5

% 1a Parte _____

% Carregando os dados iniciais pro Backstripping:

[datafile] = uigetfile('*.txt','Aponte o arquivo de .txt com os dados') % Este arquivo deve
estar dentro do diretório do MatLab dados=load(datafile);

% Lê o arquivo .txt e o grava como uma matriz de dados dados = dados';
% Faz a transposta da matriz de dados
% Definindo as grandezas constantes, como as densidades, etc.
% OBS.: Se não houverem evaporitos ou soleiras basta preencher com zero (0)

prompt = 'Densidade da água em kg/m3','Densidade do Manto (superior) em kg/m3',
'Densidade Média do Grão em kg/m3', 'Profundidade Máxima em metros','Densidade do
diabásio em kg/m3','Espessura Total das soleiras em metros','Espessura Total dos
Evaporitos em metros';

def = '1030','3300', '2650', '3500','2750','1159','714'; % Valores default

title = 'Setagem de Parâmetros';

lineNo = 1;

answer=inputdlg(prompt,title,lineNo,def);

dens_w = str2double(answer1); % Densidade da água em kg/m3
```

```
dens_m = str2double(answer2); % Densidade do Manto em kg/m3
```

```
dens_s = str2double(answer3); % Densidade do grão de sedimento em kg/m3
```

```
pf = str2double(answer4); % Profundidade máxima prevista para a bacia em km
```

```
dens_sol = str2double(answer5); % Densidade da soleira de diabásio em kg/m3
```

```
espess_sol = str2double(answer6); % Espessura da soleira de diabásio em metros
```

```
evapor = str2double(answer7); % Espessura dos Evaporitos
```

```
prof = [0:pf]; % Cria um vetor de profundidade de 0 a 'n' variando em 1km
```

```
k = 3 * 10(-4); % Declarando o Coeficiente Litológico. OBS: ESTE
```

```
COEFICIENTE PODE SER OBTIDO EMPIRICAMENTE CONFORME MOSTRA O
```

CÓDIGO 2

```
% 2a Parte -----  
  
% Modelagem das Porosidades  
  
phi0 = input('Digite a porosidade inicial em decimal: '); % Porosidade Inicial  
  
k = 3*10^ (-4); % Coeficiente Litológico  
porosidade = phi0*exp(-k*prof(:)); % Gera uma porosidade a partir da porosidade inicial  
através de um modelo exponencial. OBS:. Tem a mesma dimensão da profundidade ( 1  
valor / km).  
  
% Plotando o gráfico porosidade x profundidade  
  
plot(prof(1,:),porosidade(:,1)) % Plota o gráfico de porosidade x profundidade  
  
xlabel('Profundidade (km)') % Coloca legenda no eixo "x"  
  
ylabel('Porosidade') % Coloca legenda no eixo "y"  
  
title('Poço "X": Porosidade X Profundidade') % Cria um título pro grafico  
  
% 3a Parte -----  
  
% Cálculos do backstripping - Unidade 5 (A mais antiga)  
  
poros_inic5 = dados(5,5); % Carrega a porosidade da unidade 5 e aloca na variável  
poros_inic5  
  
espess_unid5 = dados(5,3); % Carrega a espessura da unidade 5 e aloca na variável  
espess_unid5  
  
poros_fin5 = dados(5,4); % Carrega a porosidade final (atual) da unidade 5 e aloca na  
variável poros_fin5  
  
cam_descompact5 = espess_unid5*(1-poros_fin5)/(1-poros_inic5); % Descompactação  
da unidade 5
```

```

dados(1,7)= cam_descompact5; % Guarda o resultado da Descompactação numa nova
coluna da matriz dados

dens_media_sedim5 = dens_w*poros_inic5 + dens_s*(1-poros_inic5); % Densidade
média dos Sedimentos

tempo_results = dens_media_sedim5; % Vetor que guarda o valor da Densidade média
dos sedimentos da unidade

tempo_results(1,2)=cam_descompact5 % Vetor que guarda o valor da descompactação
dos sedimentos da unidade

backstrip5 = cam_descompact5*(dens_m - dens_media_sedim5)/(dens_m - dens_w); %
Equacao Backstripping: Vetor coluna com 7 linhas

tempo_results(1,3) = backstrip5; % Vetor que guarda o valor de backstripping da unidade
% 4a Parte -----
% Cálculos do backstripping - Unidade 4

poros_inic4 = dados(4,5); % Carrega a porosidade da unidade 4 e aloca na variável
poros_inic4

espess_unid4 = dados(4,3); % Carrega a espessura da unidade 4 e aloca na variável
espess_unid4

poros_fin4 = dados(4,4); % Carrega a porosidade final (atual) da unidade 4 e aloca na
variável poros_fin4

dados(1,8) = espess_unid5; % Aloca na coluna 8 dos dados o valor da unidade 5 já
compactada

cam_descompact4 = espess_unid4*(1-poros_fin4)/(1-poros_inic4); % Descompactação
da unidade 4

dados(2,8)= cam_descompact4; % Guarda o resultado da Descompactação numa nova
coluna da matriz dados

prof_metde_da_unid5 = cam_descompact4 + (espess_unid5)/2 ; % Pega a cota de
metade da profundidade da unidade 5, já soterrada, para o cálculo da nova porosidade

dens_media_sedim4 = dens_w*poros_inic4 + dens_s*(1-poros_inic4); % Densidade
média dos Sedimentos

massa_4 = dens_media_sedim4*cam_descompact4; % calculo da massa da unidade 4

phi_5 = poros_inic5*exp(-k*prof_metde_da_unid5); % calculo da porosidade para a
atual profundidade da unidade 5

```

```

dens_media_sedim5 = dens_w*phi_5 + dens_s*(1-phi_5); % Densidade média dos
Sedimentos para a nova profundidade da unidade 5

massa_5 = dens_media_sedim5*espess_unid5; % calculo da massa da unidade 5

dens_med_col_5_4 = (massa_5 + massa_4)/(sum(dados(:,8))); % calculo da densidade
da coluna sedimentar

tempo_results(2,1) = dens_med_col_5_4; % aloca a densidade da coluna sedimentar no
vetor "tempo_results"

tempo_results(2,2) = sum(dados(:,8)); % Acumulação sedimentar total até aqui

backstrip_5_4 = (sum(dados(:,8)))*(dens_m - dens_med_col_5_4)/(dens_m -
dens_w); % Equacao Backstripping tempo_results(2,3) = backstrip_5_4; % Vetor que
guarda o valor de backstripping da unidade

% 5a Parte -----
% Cálculos do backstripping - Unidade 3

dados(1,9)=espess_unid5; % Aloca a espessura unidade 5 na coluna 9 dos dados

dados(2,9) = espess_unid4; % Aloca a espessura unidade 4 na coluna 9 dos dados

poros_inic3 = dados(3,5); % Carrega a porosidade inicial da unidade 3 e aloca na variável
poros_inic3

espess_unid3 = dados(3,3); % Atribui à variável "espess_unid3" a espessura da unidade 3
contida na matriz de dados iniciais

poros_fin3 = dados(3,4); % Carrega a Porosidade final da unidade 3 e aloca na variável
poros_inic3

cam_descompact3 = espess_unid3*(1-poros_fin3)/(1-poros_inic3); % Faz a
Descompactação da Unid 3

cam_descompact3 = cam_descompact3 + evapor; % Soma parte de rocha sedimentar
descompactada da Unid 3 aos evaporitos

dados(3,9) = cam_descompact3; % Alocando o valor da camada com os evaporitos

dens_media_sedim3 = dens_w*poros_inic3 + dens_s*(1 - poros_inic3); % Calcula a
densidade média dos sedimentos para a camada descompactada

massa_3 = dens_media_sedim3*cam_descompact3; % Massa da unidade 3

prof_metde_unid5 = cam_descompact3 + espess_unid4 + (espess_unid5)/2; %
Calculando a nova profundidade para a metade da Unidade 5

```

```

poros_inic5 = dados(5,5)*exp(-k*prof_metde_unid5); % Recalcula/atualiza a porosidade
referente a nova profundidade da unidade 5

dens_media_sedim5 = dens_w*poros_inic5 + dens_s*(1 - poros_inic5); % Recalcula a
densidade da Unidade 5 pra nova porosidade

massa_5 = dens_media_sedim5*espess_unid5; % cálculo da massa da unidade 5

prof_metde_unid4 = cam_descompact3 + (espess_unid4)/2; % Calculando a nova
profundidade para a metade da Unidade 4

poros_inic4 = dados(4,5)*exp(-k*prof_metde_unid4); % Recalcula/atualiza a porosidade
referente a nova profundidade da unidade 4

dens_media_sedim4 = dens_w*poros_inic4 + dens_s*(1 - poros_inic4); % Recalcula a
densidade da Unidade 4 pra nova porosidade

massa_4 = dens_media_sedim4*espess_unid4; % cálculo da massa da unidade 4

dens_med_col_5_4_3 = (massa_5 + massa_4 + massa_3)/(sum(dados(:,9))); %
Calculando a densidade média da coluna total (todas as unidades)

tempo_results(3,1)= dens_med_col_5_4_3; % aloca a densidade da coluna sedimentar
no vetor "tempo_results"

tempo_results(3,2) = sum(dados(:,9)); % Acumulação sedimentar total até aqui

tempo_results(3,3) = (sum(dados(:,9)))*(dens_m - (dens_med_col_5_4_3))/(dens_m -
dens_w); % % Equacao Backstripping

backstrip_5_4_3 = tempo_results(3,3); % % Vetor que guarda o valor de backstripping
da unidade

% 6a Parte -----
% AQUI CALCULA-SE A SOLEIRA NO BACKSTRIPPING
dados(1,10) = espess_unid5; % Aloca a espessura unidade 5 na coluna 10 dos dados
dados(2,10) = espess_unid4; % Aloca a espessura unidade 4 na coluna 10 dos dados
dados(3,10) = espess_unid3 + evapor; % Aloca a espessura unidade 3 na coluna 10 dos
dados

dados(4,10)= espess_sol; % Aloca a espessura da soleira na matriz dados % OBS.: PARA
A SOLEIRA NÃO HÁ DESCOMPACTAÇÃO

dados(2,3) = espess_sol;

prof_metde_unid5 = (espess_sol + (espess_unid3 + evapor) + espess_unid4) +

```

```

(espess_unid5)/2; % Calculando a nova profundidade para a metade da Unidade 5

poros_inic5 = dados(5,5)*exp(-k*prof_metde_unid5); % Recalcula/atualiza a porosidade
referente a nova profundidade da unidade 5

dens_media_sedim5 = dens_w*poros_inic5 + dens_s*(1 - poros_inic5); % Recalcula a
densidade da Unidade 5 pra nova porosidade

massa_5 = dens_media_sedim5*espess_unid5; % cálculo da massa da unidade 5

prof_metde_unid4 = (espess_sol + (espess_unid3 + evapor) + (espess_unid4)/2); %
Calculando a nova profundidade para a metade da Unidade 4

poros_inic4 = dados(4,5)*exp(-k*prof_metde_unid4); % Recalcula/atualiza a porosidade
referente a nova profundidade da unidade 4

dens_media_sedim4 = dens_w*poros_inic4 + dens_s*(1 - poros_inic4); % Recalcula a
densidade da Unidade 4 pra nova porosidade

massa_4 = dens_media_sedim4*espess_unid4; % cálculo da massa da unidade 4

prof_metde_unid3 = (espess_sol + (espess_unid3 + evapor)/2); % Calculando a nova
profundidade para a metade da Unidade 3

poros_inic3 = dados(4,5)*exp(-k*prof_metde_unid3); % Recalcula/atualiza a porosidade
referente a nova profundidade da unidade 3

dens_media_sedim3 = dens_w*poros_inic3 + dens_s*(1 - poros_inic3); % Recalcula a
densidade da Unidade 3 pra nova porosidade

massa_3 = dens_media_sedim3*(espess_unid3 + evapor); % cálculo da massa da
unidade 3

massa_sol = dens_sol*espess_sol; % Calculo da Massa da soleira

dens_med_da_col_5_4_3_sol = (massa_5 + massa_4 + massa_3 +
massa_sol)/(sum(dados(:,10))); % Calculando a densidade média para toda a coluna

tempo_results(4,1) = dens_med_da_col_5_4_3_sol; % aloca a densidade da coluna
sedimentar no vetor "tempo_results"

tempo_results(4,2) = sum(dados(:,10)); % Acumulação sedimentar total até aqui

backstrip_5_4_3_sol = (sum(dados(:,10)))*(dens_m -
dens_med_da_col_5_4_3_sol)/(dens_m - dens_w); % Equacao Backstripping

tempo_results(4,3)=backstrip_5_4_3_sol; % Vetor que guarda o valor de backstripping
da unidade

```

```

% 7a Parte -----

% Unidade 1 (A mais recente)

espess_unid1 = dados(1,3); % Pega o valor da espessura da unidade 1 na matriz de dados
e aloca na variável espess_unid1

dados(1,11) = espess_unid5; % Aloca a espessura unidade 5 na coluna 11 dos dados

dados(2,11) = espess_unid4; % Aloca a espessura unidade 4 na coluna 11 dos dados

dados(3,11) = espess_unid3 + evapor; % Aloca a espessura unidade 3 na coluna 11 dos
dados

dados(4,11)= espess_sol; % Aloca a espessura da soleira na coluna 11 dos dados

dados(5,11)= espess_unid1; % Aloca a espessura unidade 1 na coluna 11 dos dados

poros_inic_5_4_3_1 = [dados(1,4) ; dados(3:5,4)]; % Porosidade Inicial de cada uma
das unidades até aqui

espess_unid_5_4_3_1 = dados(:,11); % Pega as espessuras das unidades alocadas na
coluna 11 dos dados e aloca na variável "espess_unid_5_4_3_1"

dens_med_da_col_5_4_3_sol_1 = dens_w * poros_inic_5_4_3_1 + dens_s*(1 -
poros_inic_5_4_3_1); % Calculo da densidade média da coluna toda

dens_med_da_col_5_4_3_sol_1(5,1) = dens_sol; % aloca a densidade da soleira na
linha 5 do vetor coluna

massa_5_4_3_sol_1 =
sum(dens_med_da_col_5_4_3_sol_1.*espess_unid_5_4_3_1); % calcula a massa
total

dens_med_da_col_5_4_3_sol_1 =
(massa_5_4_3_sol_1)/sum(espess_unid_5_4_3_1);

tempo_results(5,1)= dens_med_da_col_5_4_3_sol_1; % aloca a densidade da coluna
sedimentar no vetor "tempo_results"

tempo_results(5,2) = sum(dados(:,11)); % Acumulação sedimentar total

backstrip_5_4_3_sol_1 = sum(espess_unid_5_4_3_1)*(dens_m -
dens_med_da_col_5_4_3_sol_1)/(dens_m - dens_w); % Equacao Backstripping

tempo_results(5,3) = backstrip_5_4_3_sol_1; % Vetor que guarda o valor de
backstripping da unidade

% 8a Parte -----

```

```

% Plotando o Resultado

tempo = [dados(5,6) dados(4,6) dados(3,6) dados(2,6) dados(1,6) 0]; % criando o vetor
tempo para plotar no gráfico

sed_acc_1_JR_AM = [0 sum(dados(:,7)) sum(dados(:,8)) sum(dados(:,9))
sum(dados(:,10)) sum(dados(:,11))]; % Camadas descompactadas

subsid_1_JR_AM = [0 tempo_results(:,3)']; % Resultados do backstripping

subsid_tec_1_JR_AM = sed_acc_1_JR_AM - subsid_1_JR_AM; % cálculo da
subsidiência tectônica

% 9a Parte-----

% Cálculo(numérico) da primeira derivada

n = length(sed_acc_1_JR_AM);
for i = 0:n-1 kk(1,i+1) = sed_acc_1_JR_AM(1,i+2)-sed_acc_1_JR_AM(1,i+1)
kkk(1,i+1) = tempo(1,i+2)-tempo(1,i+1) if i == n-2 break end end

deriv_1 = kk./kkk; deriv_1 = [0 deriv_1]; deriv_1 = abs(deriv_1)*(100);

% 10a Parte-----

% Plotando os gráficos

plot(tempo, sed_acc_1_JR_AM, '-s', tempo, subsid_1_JR_AM, '-s', tempo,
subsid_tec_1_JR_AM, '-o') % Plota o gráfico da curva de acúmulo de sedimentos
(sed_acc) e de subsidiência (subsid) contra o tempo.

xlim([0 540])

set(gca,'Ydir','reverse')

set(gca,'Xdir','reverse')

set(gca, 'XAxisLocation', 'top')

xlabel('Tempo (Ma)')

ylabel('Metros')

legend('Acumulação Sedimentar','Back-stripping','Subsidiência Tectônica')

```

figure

```
plot(tempo, sed_acc_1_JR_AM, '-s', tempo, subsid_1_JR_AM, '-s' , tempo ,deriv_1,
':')% a o gráfico da curva de acúmulo de sedimentos (sed_acc) e de subsidência (subsid)
contra o tempo.
```

```
xlim([0 540])
```

```
set(gca,'Ydir','reverse')
```

```
set(gca,'Xdir','reverse')
```

```
set(gca, 'XAxisLocation', 'top')
```

```
xlabel('Tempo (Ma)')
```

```
ylabel('Metros')
```

```
legend('Acumulação Sedimentar', 'Back-stripping', 'Taxa de Acumulação Sedimentar
(exagero 100x)')
```

```
clc
```

```
% ----- FIM DO CÓDIGO 1 -----
```

```
% ----- CÓDIGO 2 -----
```

```
% Modelando as porosidades
```

```
% Carrega as planilhas com tempos de trânsito (dt), calcula a porosidade e Modela a
Porosidade por Exponencial ajustada aos dados do poço
```

```
% OBS.: OS DADOS DE DT PRECISAM ESTAR NA PRIMEIRA COLUNA E A
PROFUNDIDADE NA SEGUNDA COLUNA(em extensão .txt)
```

```
% OBS2.:O ARQUIVO PRECISA ESTAR DENTRO DA PASTA DO MATLAB (current
folder)
```

```
% ----- 1a Parte: Carregando a planilha -----
```

```
[datafile] = uigetfile('*.*txt','Aponte o arquivo de .txt com os dados');
```

```
temporario=load(datafile); % Comando para carregar os dados a partir do arquivo .txt
```

```
% Declarando as variáveis das planilhas: profundidade e porosidade

temp_trans_matriz = input('Digite o tempo de trânsito da matriz rochosa: ');

temp_trans_fluid = input('Digite o tempo de trânsito do fluido: '); cp = 1.3/100;
%Constante: Coeficiente de compactação para valores de dt maiores que 100 miliseg/ft

dt_JT1 = temporario(1:5000,1);

prof_JT1 = temporario(1:5000,2);

n = length(dt_JT1);

for i = 0:n-1

if dt_JT1(i+1,1)<100

poros_JT1(i+1,1) = (dt_JT1(i+1,1) -
temp_trans_matriz)/(temp_trans_fluid-temp_trans_matriz)

if dt_JT1(i+1,1)>= 100

poros_JT1(i+1,1) = [(dt_JT1(i+1,1) -
temp_trans_matriz)/(temp_trans_fluid-temp_trans_matriz)]*(1/cp) % Aqui se faz a
correção para valores de dt maiores que 100 miliseg/ft

if i==n

end

end

end

end

% Plotando profundidade x porosidade

tt=fit(poros_JT1,prof_JT1,'exp1') % Ajuste de exponencial para os dados

plot(tt,poros_JT1,prof_JT1) % Plota os dados

%ylim([0 300])

set(gca,'xdir','reverse')

set(gca,'ydir','reverse')

xlabel('Porosidade')

ylabel('Profundidade')
```

```

title('Poço 1JT-0001-AM')

legend('Porosidade','Exponencial ajustada')

% ----- FIM DO CÓDIGO 2 -----

% ----- CÓDIGO 3 -----

% ESTE CÓDIGO SERVE PARA PLOTAR TODOS OS CÓDIGOS DE
BACKSTRIPPING NO MESMO GRÁFICO

tempo = [540 396 321 200 118 0];
% Aqui são definidas as unidades de tempo de cada unidade sedimentar

sed-acc-1-JR-AM = [0 0.2539 0.4564 1.1980 2.3110 3.0620]*1000;
subsid-1-JR-AM = [ 0 0.1452 0.2560 0.6585 0.8067 1.0038]*1000;
subsid-tec-1-JR-AM = [ 0 0.1087 0.2004 0.5395 1.5043 2.0582]*1000;

sed-acc-1BRSA835 = [0 0 1.0389 1.6469 1.8399 2.4280]*1000;
subsid-1BRSA835 = [0 0 0.7874 1.0794 1.1109 1.2775]*1000;
subsid-tec-1BRSA835 = [ 0 0 0.2515 0.5675 0.7290 1.1505]*1000

sed-acc-BRSA769 = [ 0 0 0.6826 2.0115 2.7295 3.4240]*1000;
subsid-BRSA769 = [ 0 0 0.5174 1.0938 1.2449 1.2567]*1000;
subsid-tec-BRSA769 = [0 0 0.1652 0.9177 1.4846 2.1673]*1000;

sed-acc-6BRSA24 = [0 0 0.4259 1.6436 2.5426 3.2370]*1000;
subsid-6BRSA24 = [ 0 0 0.3228 0.8567 1.0549 1.1889]*1000;
subsid-tec-6BRSA24 = [0 0 0.1031 0.7869 1.4876 2.0481]*1000;

plot(tempo, subsid-1-JR-AM, '-s', tempo, subsid-1BRSA835, '-s', tempo,
subsid-BRSA769, '-s', tempo, subsid-6BRSA24, '-s') xlim([0 540])
ylim([0 3500])
set(gca,'Ydir','reverse')
set(gca,'Xdir','reverse')
set(gca, 'XAxisLocation', 'top')
xlabel('Tempo (Ma)')
ylabel('Metros')
legend('Poço 1-JR-0001-AM','Poço 1BRSA835','Poço 1BRSA769','Poço 6BRSA24')
title('Curvas de Subsidiência Tectônica de todos os poços')

figure
plot(tempo, sed-acc-1-JR-AM, '-s', tempo, sed-acc-1BRSA835, '-s', tempo,

```

```

sed-acc-BRSA769, '-s', tempo, sed-acc-6BRSA24, '-s') % Plota o gráfico da curva de
acúmulo de sedimentos (sed-acc) e de subsidência (subsid) contra o tempo.
xlim([0 540])
ylim([0 3500])
set(gca,'Ydir','reverse')
set(gca,'Xdir','reverse')
set(gca, 'XAxisLocation', 'top')
xlabel('Tempo (Ma)')
ylabel('Metros')
legend('Poço 1-JR-0001-AM','Poço 1BRSA835','Poço 1BRSA769','Poço 6BRSA24')
title('Curvas de Subsidência Total de todos os poços')

figure
plot(tempo, subsid-tec-1-JR-AM, '-s', tempo, subsid-tec-1BRSA835, '-s', tempo,
subsid-tec-BRSA769, '-s', tempo, subsid-tec-6BRSA24, '-s') % Plota o gráfico da curva de
acúmulo de sedimentos (sed-acc) e de subsidência (subsid) contra o tempo.
xlim([0 540])
ylim([0 3500])
set(gca,'Ydir','reverse')
set(gca,'Xdir','reverse')
set(gca, 'XAxisLocation', 'top')
xlabel('Tempo (Ma)')
ylabel('Metros')
legend('Poço 1-JR-0001-AM','Poço 1BRSA835','Poço 1BRSA769','Poço 6BRSA24')
title('Curvas de Backstripping de todos os poços')

clc

%————— FIM DO CÓDIGO 3 —————

%————— CÓDIGO 4 —————

% ESTE CÓDIGO SERVE PARA PLOTAR TODAS AS CCURVAS DE SUBSIDÊNCIA
TECTÔNICA NO MESMO GRÁFICO
subsid-tec-1-JR-AM = [ 0 145.1968 256.0000 578.3346 743.7657 955.0334]
subsid-tec-1-JR-AM = subsid-tec-1-JR-AM/1000
subsid-tec-BRSA769 = [ 0 0 0.5174 1.0938 1.2449 1.2567]
subsid-tec-6BRSA24 = [ 0 0 0.3228 0.8567 1.0549 1.1889]
tempo = [ 540 396 321 200 118 0]

plot(tempo, subsid-tec-1-JR-AM, '-sy', tempo, subsid-tec-BRSA769, '-sb',tempo,
subsid-tec-6BRSA24, '-sg') % Plota o gráfico da curva de acúmulo de sedimentos (sed-acc)
e de subsidência (subsid) contra o tempo.

```

```

xlim([0 540])
set(gca,'Ydir','reverse')
set(gca,'Xdir','reverse')
set(gca, 'XAxisLocation', 'top')
xlabel('Tempo (Ma)')
ylabel('Metros')
legend('Poço 1JR-0001-AM','Poço 1BRSA769AM')
hold on

subsid-tec-1BRSA835 = [0 0.7874 1.0794 1.1109 1.2775]
tempo = [500 321 200 118 0]
plot(tempo, subsid-tec-1BRSA835, '-sr') % Plota o gráfico da curva de acúmulo de
sedimentos (sed-acc) e de subsidência (subsid) contra o tempo.
set(gca,'Ydir','reverse')
set(gca,'Xdir','reverse')
set(gca, 'XAxisLocation', 'top')
xlabel('Tempo (Ma)')
ylabel('Km')
legend('Poço 1JR-0001-AM','Poço 1BRSA769AM','Poço 6BRSA24AM','Poço 1BRSA835')
gtext('Curvas de Subsidência Tectônica de todos os poços')

clc

% ----- FIM DO CÓDIGO 4 -----

% ----- CÓDIGO 5 -----

% ESTE CÓDIGO SERVE PARA PLOTAR TODAS AS CCURVAS DE SUBSIDÊNCIA
TOTAL NO MESMO GRÁFICO
sed-acc-1-JR-AM = [ 0 0.2539 0.4564 1.1980 2.3110 3.0620]
sed-acc-BRSA769 = [ 0 0 0.6826 2.0115 2.7295 3.4240]
sed-acc-6BRSA24 = [ 0 0 0.4259 1.6436 2.5426 3.2370]
tempo = [ 540 396 321 200 118 0]

plot(tempo, sed-acc-1-JR-AM, '-sy', tempo, sed-acc-BRSA769, '-sb',tempo,
sed-acc-6BRSA24, '-sg') % Plota o gráfico da curva de acúmulo de sedimentos (sed-acc) e
de subsidência (subsid) contra o tempo.
set(gca,'Ydir','reverse')
set(gca,'Xdir','reverse')
set(gca, 'XAxisLocation', 'top')
xlabel('Tempo (Ma)')
ylabel('Metros')
legend('Poço 1JR-0001-AM','Poço 1BRSA769AM')

```

```
hold on

sed-acc-1BRSA835 = [ 0 1.0389 1.6469 1.8399 2.4280]
tempo = [500 321 200 118 0]
plot(tempo, sed-acc-1BRSA835, '-sr') % Plota o gráfico da curva de acúmulo de
sedimentos (sed-acc) e de subsidência (subsid) contra o tempo.
set(gca,'Ydir','reverse')
set(gca,'Xdir','reverse')
set(gca, 'XAxisLocation', 'top')
xlabel('Tempo (Ma)')
ylabel('Km')
legend('Poço 1JR-0001-AM', 'Poço 1BRSA769AM', 'Poço 6BRSA24AM', 'Poço 1BRSA835')
gtext('Curvas de Acumulação Sedimentar de todos os poços')
clc

% ----- FIM DO CÓDIGO 5 -----
```