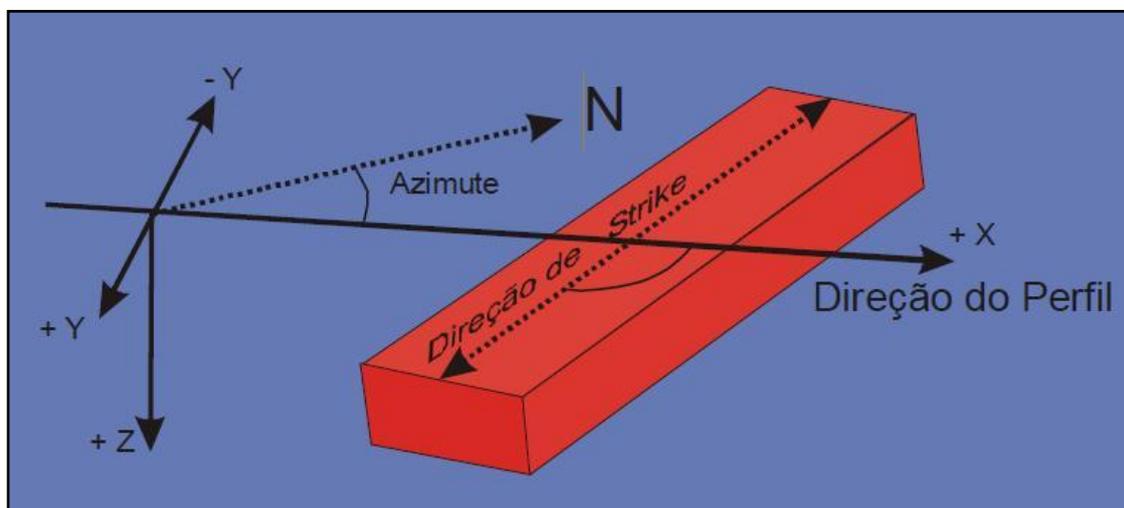


### 6.3 Geração do Modelo Gravimétrico

A última etapa do projeto se dá pela geração do modelo gravimétrico 2D para cada linha do projeto, com o intuito de caracterizar as estruturas profundas da bacia que porventura não foram mapeadas na sísmica ou apresentam grande heterogeneidade, tais como crosta e manto.

Para tal, como descrito na metodologia, foi utilizado o software Fugro LCT (Fugro Inc.), que é fundamentado nos métodos de modelagem descritos em Talwani (et al. 1959). Basicamente, o Fugro LCT calcula as respostas gravimétricas e magnéticas referentes à geologia dos corpos em sub-superfície através da geração de modelos 2D, 2,5D e 3D. Para a modelagem proposta esse cálculo é feito a partir da geração de blocos provenientes das informações importadas da interpretação sísmica, realizada interativamente no próprio programa (melhor confiabilidade) e a introdução de corpos profundos com geometrias iniciais baseadas em referências bibliográficas na área.

Figura 49: Exemplo da orientação de um bloco dentro do Fugro LCT. A direção X representa a direção do perfil a ser modelado. Y representa a direção de strike do bloco, que pode variar em relação a X. A extensão do bloco em Y pode ser infinita ou limitada em qualquer ponto.



Fonte: De Mio, 2005

Após a criação dos blocos, podem ser atribuídos aos mesmos parâmetros como: densidade, susceptibilidade magnética, magnetização remanescente e velocidade sísmica. Assim, o programa assume a terra como bidimensional, com mudanças na profundidade (z) e na direção do perfil (x), assumindo na direção perpendicular ao perfil (y) extensão dos blocos até o infinito (Figura 49).

Como a modelagem será somente gravimétrica, somente os valores de densidades serão os únicos parâmetros necessários. Todavia, os copos em questão podem apresentar diferentes valores de acordo com o meio que se encontram, no qual fatores como profundidade, pressão, porosidade, saturação e litologia se tornam fundamentais (Figura 50).

Figura 50 - Intervalos de densidade por tipo de rocha

	<b>Bulk density gcm<sup>-3</sup></b>		
	min	max	default
<b>Sedimentary Rocks</b>			
average sediments	1.60	2.80	2.30
sandstone	1.61	2.76	2.35
shale	1.77	3.20	2.40
salt (diamagnetic)	2.15	2.20	2.16
limestone	1.93	2.90	2.55
dolomite	2.23	2.90	2.70
water	1.00	1.05	1.03
<b>Metamorphic Rocks</b>			
average metamorphic	2.40	3.10	2.74
gneiss	2.40	3.00	2.80
quartzite	2.48	2.70	2.60
<b>Igneous Rocks</b>			
average acidic igneous	2.30	3.11	2.61
average basic igneous	2.69	3.17	2.79
granite	2.45	3.10	2.64
diorite	2.72	2.99	2.85
gabbro	2.70	3.50	3.03
basalt	2.70	3.30	2.99

Fonte: Telford *et al.* 1990

De uma forma geral, toda a seleção dos valores de densidades foi baseada novamente nas principais bibliografias De Mío (2005), Telford *et al.* (1990), Keary (2009), dentre outras relacionadas à área de estudo e regiões similares e através dos perfis de densidade contidos em alguns poços, sendo assim segue o critério de definição das densidades.

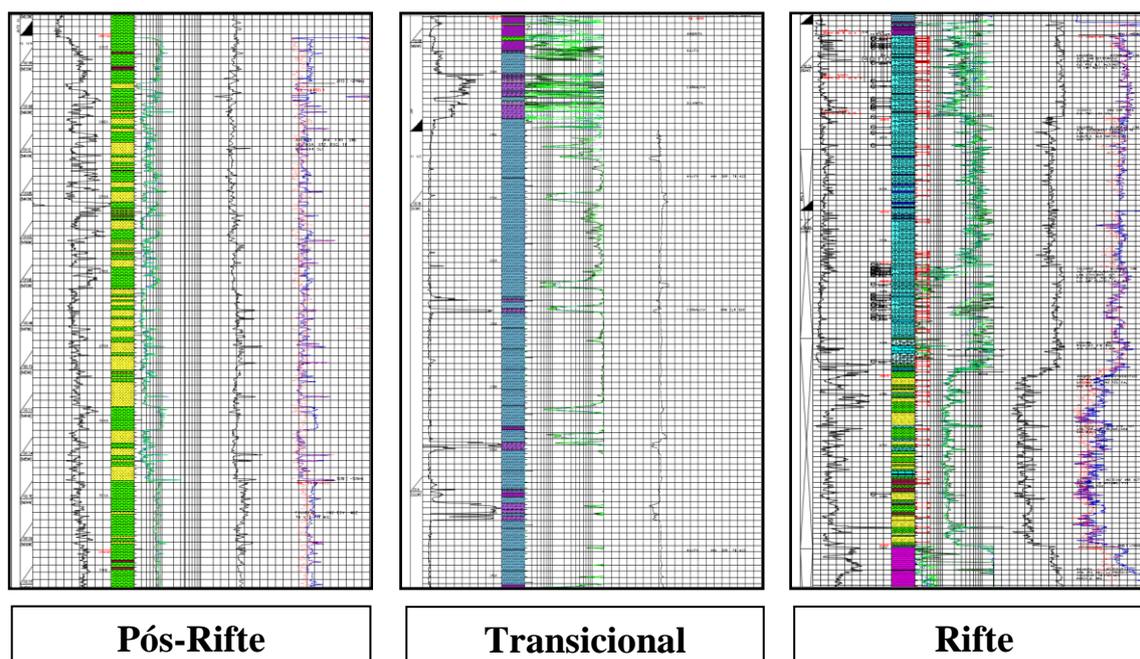
Após a análise bibliográfica, foi verificado junto aos dados de poços as variações litológicas dominantes na bacia e suas densidades médias por fase tectônica (Figura 51), foram observadas que de uma forma geral:

**Fase Pós-Rifte:** Domínio de folhelhos e areias com densidades entre 2 – 2.3 g/cm<sup>3</sup> com carbonatos albianos em sua base em alguns poços com densidade entre 2.4 – 2.5 g/cm<sup>3</sup>.

**Fase Transicional:** Domínio predominante de Halitas e Anidritas com densidade entre 2.19 – 2.2 g/cm<sup>3</sup>, podendo a anidrita apresentar valores mais altos. Porém foi observado sais exóticos no topo e carbonatos no topo e base.

**Fase Rifte:** Domínio inicial de carbonatos com densidades entre 2.4 – 2.6 g/cm<sup>3</sup> Próprios do sistema restrito e geralmente relacionados a altos do embasamento. Após essa sequencia, é observada sedimentos de origem continental relacionados as primeiras etapas do rifte, com domínio de areias e folhelhos com densidades 2.3 – 2.4 g/cm<sup>3</sup> levemente superiores aos da fase pós-rifte. Por último, como esperado, a presença de rochas vulcânicas com altos valores de densidades entre 2.8 – 3 g/cm<sup>3</sup> na base, representando a fase pré-rifte.

Figura 51: Perfis composto representando as diferentes fases tectônicas



Fonte: Autor

Sendo assim, para a geração do modelo temos os seguintes valores para a coluna d'água e os sedimentos abaixo:

- **Água:** 1,03 g/cm<sup>3</sup>;
- **Pós-rifte:** 2,24 g/cm<sup>3</sup>;
- **Sal:** 2,20 g/cm<sup>3</sup>;

- **Rifte:**  $2,50 \text{ g/cm}^3$
- **Rochas Vulcânicas (Derramamentos do Pré-Rifte):**  $3 \text{ g/cm}^3$ ;

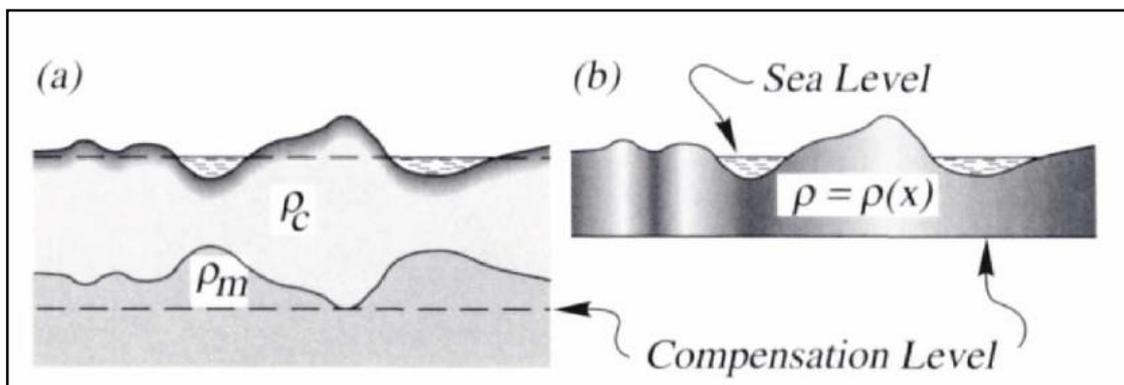
Uma vez com as geometrias das fases pós-rifte, transicional, rifte e pré-Rifte foram definidas através da interpretação sísmica, que compõem parte do sinal gravimétrico, a última etapa antes da modelização efetiva é definição da zona de contato da crosta superior com a inferior e respectivamente com o Manto, na denominada “Moho”, que usualmente apresentam as seguintes densidades:

- **Crosta Continental:** Descrita nas bibliografias com valor médio de  $2,67 \text{ g/cm}^3$ , porém em regiões mais profundas pode atingir valores maiores devido ao seu estiramento, formando a denominada crosta transicional que pode atingir valores de até  $2,75 \text{ g/cm}^3$ ,
- **Crosta Continental Inferior:** Descrita nas bibliografias com valor médio de  $3, \text{ g/cm}^3$ ;
- **Crosta Oceânica:** Descrita nas bibliografias com valor médio de  $2,8 \text{ g/cm}^3$ , porém podendo ser menor ou maior dependendo da composição e de possível seperinação.
- **Manto:** Descrita nas bibliografias com valor médio de  $3,30 \text{ g/cm}^3$ ;

Essas zonas de contato profundo são diferentes ao longo da bacia devido à compensação isostática e anomalias mantélicas que podem, de acordo com alguns autores, atingir diretamente a superfície ao ponto de termos rochas do manto aflorantes.

As profundidades de compensação isostática são definidas pelas concentrações e deficiências de massa distribuídas tanto nos continentes quanto nos oceanos, onde Blakely (1995) descreve dois principais modelos, Airy e Pratt (Figura 52), que colocam que topografias de maior grau são compensadas por deficiências de massa, enquanto grandes depressões são compensadas em profundidade por excessos de massa.

Figura 52 - Modelos crustais de Airy (a) e Pratt (b).



Fonte: Blakely, 1995

Airy descreve seu modelo na forma de ondulações da interface entre crosta e manto; isto é, abaixo de montanhas, raízes de baixa densidade se entendem até o manto, enquanto abaixo de bacias oceânicas, o manto de alta densidade se flexura para cima na crosta de baixa densidade, baseado que a massa total deve ser igual em todas as colunas que se estendem da superfície da terra à profundidade de compensação que varia de ponto a ponto. Já Pratt coloca uma densidade variando lateralmente ao longo dos diferentes tipos de crosta, de modo que cada seção vertical possui massa idêntica sobre uma única profundidade para a “Moho”.

Após essa análise, é visto que o modelo proposto por Airy é geologicamente mais coeso para a área de estudo. Portanto para uma primeira aproximação das profundidades de compensação isostática, pode-se utilizar a fórmula (1) apresentada em Blakely (1995) para a modelização baseada em Airy.

$$\text{Raiz} = \text{prof. base} - \left[ \text{coluna d'água} * \frac{(\rho_{\text{crosta}} - \rho_{\text{água}})}{(\rho_{\text{manto}} - \rho_{\text{crosta}})} \right] \quad (1)$$

Onde:

**Raiz** = Profundidade da “Moho”,

**prof. base** = Profundidade Inicial da Crosta 30 km para continental e 15 para oceânica (Bacia de Santos)

**coluna d'água** = Profundidade da Superfície até o fundo do mar e

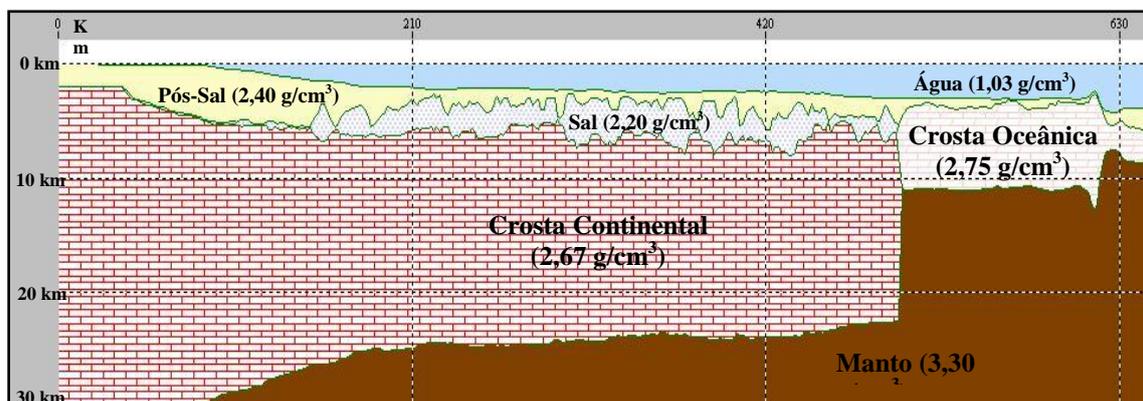
**$\rho_{\text{crosta}}$**  = Densidade da Crosta (Continental ou Oceânica),

**$\rho_{\text{água}}$**  = Densidade da água

**$\rho_{\text{manto}}$**  = Densidade do manto.

Por se tratar de uma formulação simples, essa metodologia não leva em conta as variações da crosta ao longo do perfil, sendo assim gerado um modelo simples com contato brusco nas áreas de mudanças crustais (Figura 53), sendo necessária a realização de modificações consideráveis nas etapas posteriores.

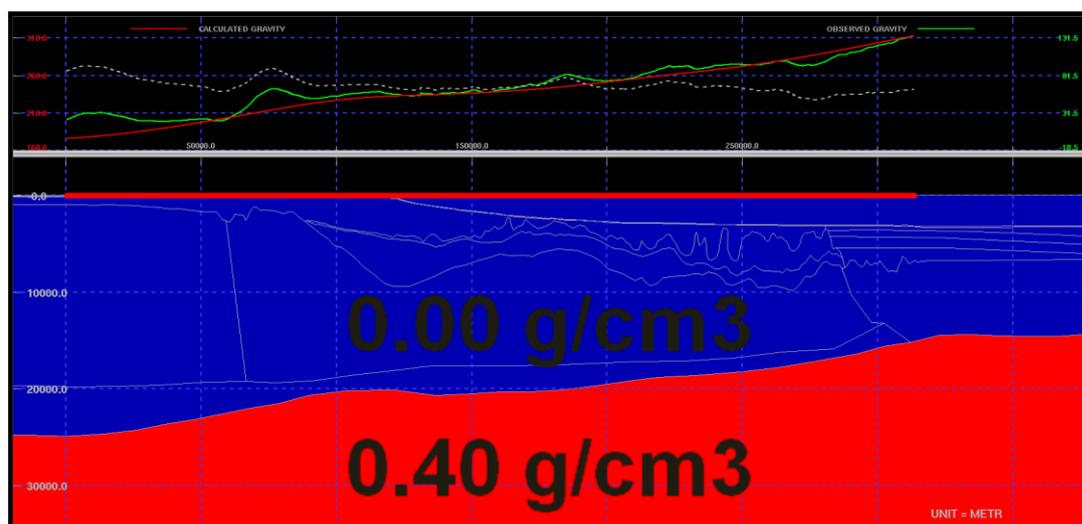
Figura 53 - Modelo Gravimétrico criado a partir da importação dos horizontes migrados e com a adição da profundidade isostática derivada do modelo de Airy.



Fonte: Autor

Todavia, existe outra metodologia que pode ser aplicada para estimativa da profundidade da Moho, na qual se baseia na análise do comprimento de onda em conjunto com o dado da anomalia Bouguer corrigido sobre a linha sísmica de estudo (Figura 54). Esse princípio se baseia no fato que os grandes comprimentos de ondas, estão associados às estruturas mais profundas, no qual para fins de simplificação está relacionada com o Manto que é responsável por 80% da do comprimento de onda, e as demais mudanças as camadas inferiores.

Figura 54 - Exemplificação da estimativa da profundidade da Moho por análise do comprimento



Fonte: Autor

Em ambas as aproximações faz-se necessário conhecer o valor inicial (*zero offset*) da crosta na Bacia de Santos (profundidade da crosta no início da plataforma continental em bacias extritamente marinhas), no qual é referenciada em quase todos os estudos em torno de 30 km de profundidade. Esse valor pode variar de bacia para bacia, mas de forma geral para as bacias da margem sudeste ele é constante.

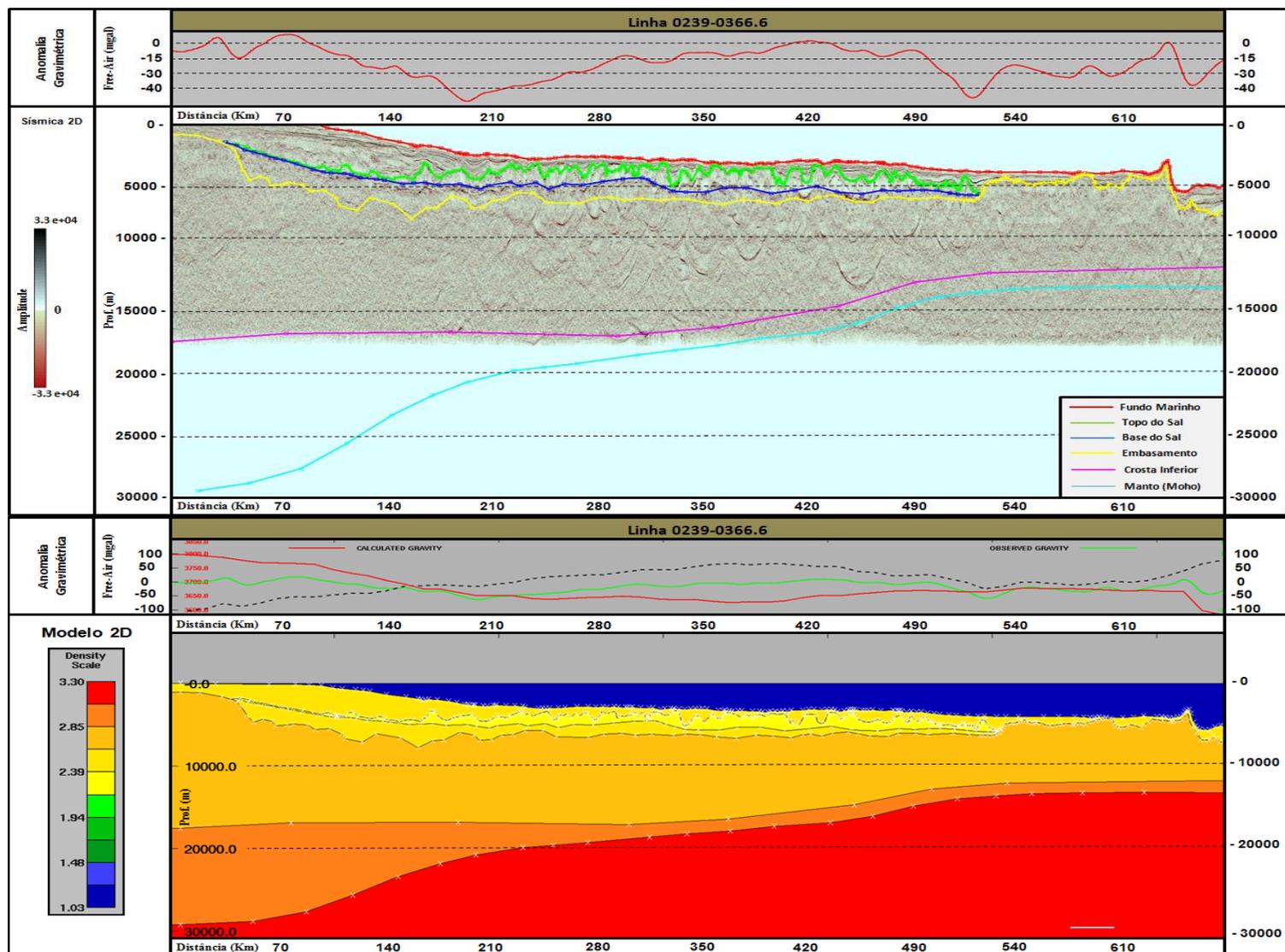
Sendo assim, com todas as informações coletadas, podem ser adicionadas as linhas sísmicas, anteriormente interpretadas, os corpos mais profundos estimados através do misto de ambas as metodologias comentadas anteriormente. Com essa adição, temos a geometria completa para a geração dos modelos iniciais em todas as linhas, nos quais os blocos representativos de cada corpo (sedimentos, crosta e manto) recebem os valores de densidade associados a cada um individualmente.

Nota-se que tanto nas fases de interpretação das camadas sedimentares e do topo do embasamento quanto na estimativa dos corpos mais profundos, existem incertezas associadas a geometria dos corpos e suas densidades. Esse fato se reflete quando o software calcula o sinal gravimétrico proveniente do modelo e o compara com o sinal medido, onde usualmente existe um *misfit* que irá variar de acordo com o grau de confiabilidade e da simplicidade do modelo.

A partir desse ponto, a decisão de modificar o modelo para que as curvas do sinal calculado se ajustem o mais próximo possível das do sinal medido fica por conta do interprete. Isso se deve, pois, o método gravimétrico, como outros, é passível do problema da não unicidade, onde diferentes soluções de geometrias e densidades geram o mesmo sinal gravimétrico, sendo esse o motivo que mesmo com o avanço tecnológico ainda existem discussões sobre aspectos crustais.

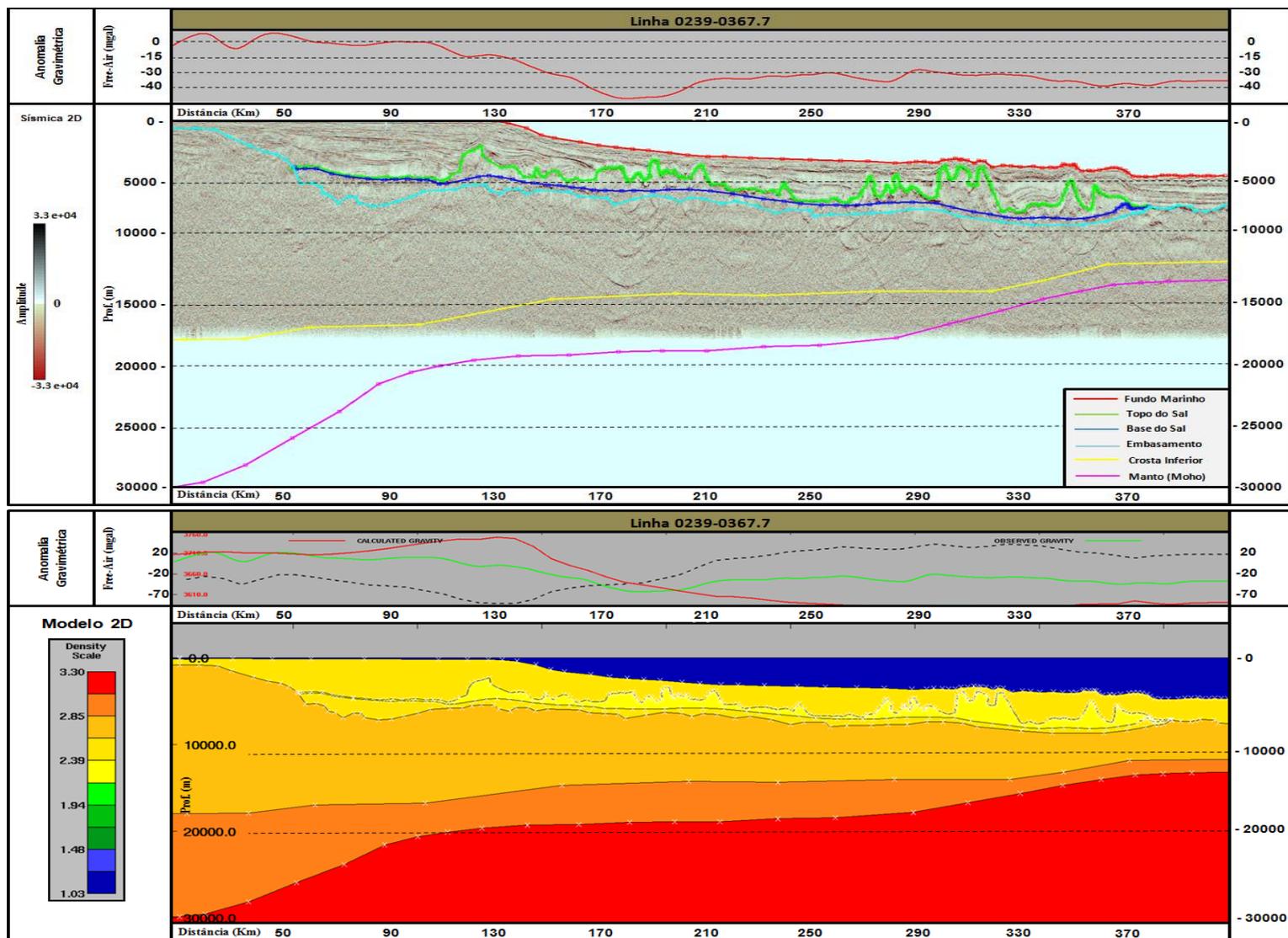
A seguir os esquemas contendo as linhas sísmicas com seus horizontes rasos e profundos e os modelos base gerados diretamente da sísmica através de uma interface própria do Fugro LCT (2dmod). Como comentado, os modelos apresentam os valores de densidade individuais para cada corpo assim como as curvas do sinal gravimétrico Free-air calculado e medido.

Figura 55 - Linha sísmica 0239-0366 juntamente com sua interpretação das estruturas rasas e profundas e com o modelo gravimétrico inicial



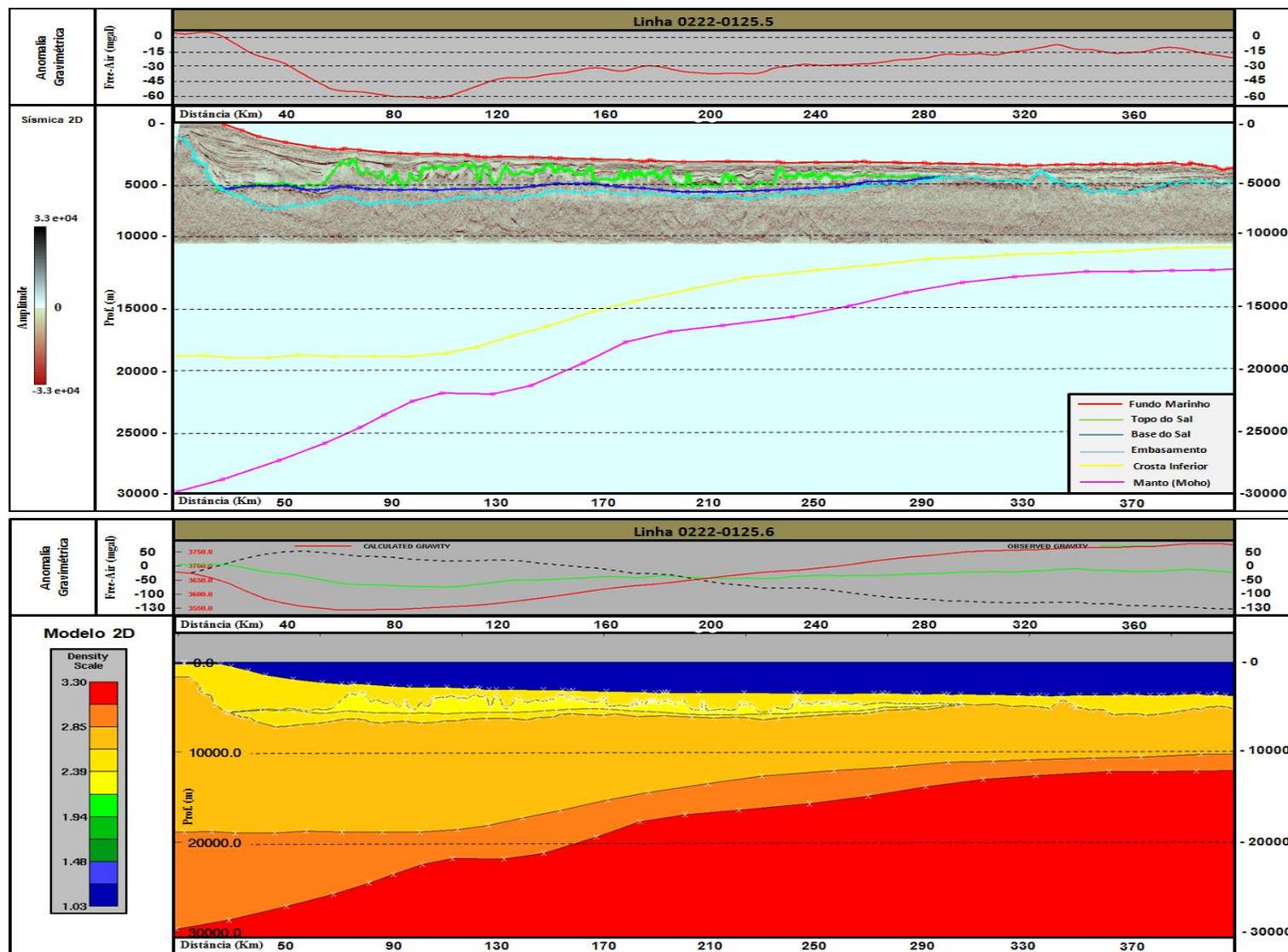
Fonte: Autor

Figura 56 - Linha sísmica 0239-0367 juntamente com sua interpretação das estruturas rasas e profundas e com o modelo gravimétrico inicial.



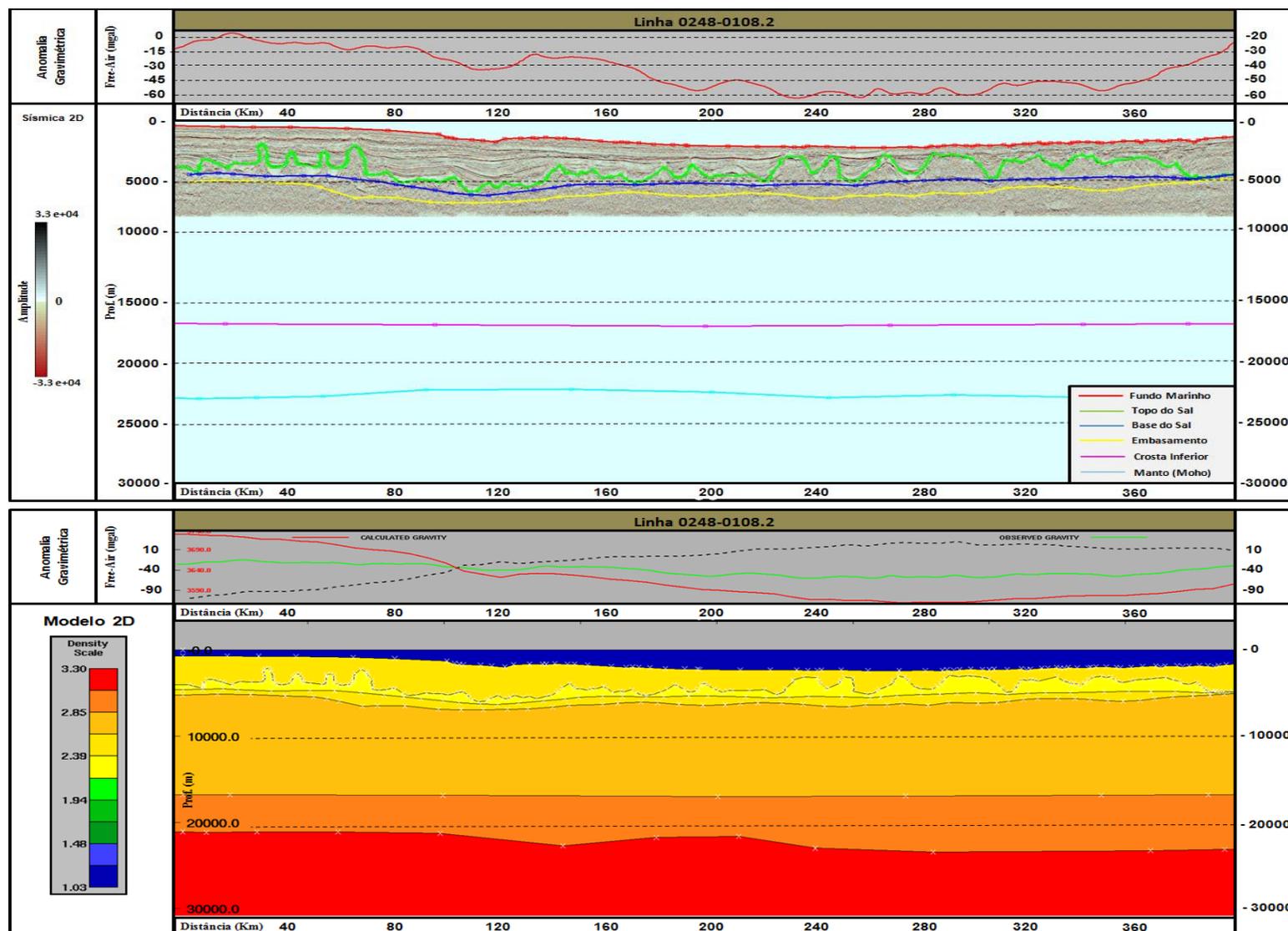
Fonte: Autor

Figura 57 - Linha sísmica 0222-0125 juntamente com sua interpretação das estruturas rasas e profundas e com o modelo gravimétrico inicial



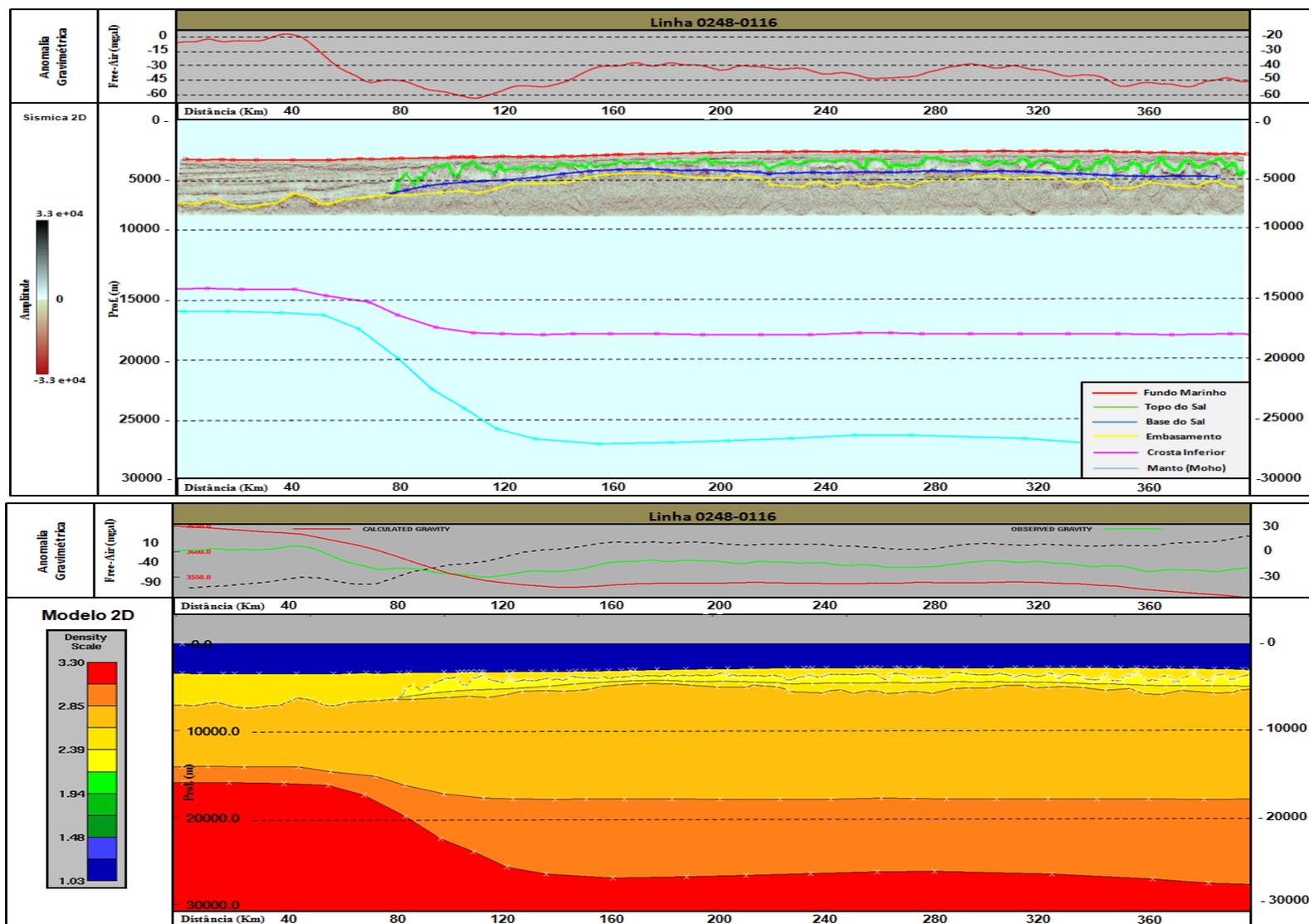
Fonte: Autor

Figura 58 - Linha sísmica 0248-0108 juntamente com sua interpretação das estruturas rasas e profundas e com o modelo gravimétrico inicial.



Fonte: Autor

Figura 59 - Linha sísmica 0248-0116 juntamente com sua interpretação das estruturas rasas e profundas e com o modelo gravimétrico inicial.



Fonte: Autor