

## 4. INTERPRETAÇÃO

Neste capítulo será apresentada a interpretação sísmica para cada uma das seções sísmicas utilizadas neste estudo (item 4.1). Esta interpretação já está ajustada ao resultado da modelagem gravimétrica.

No item seguinte (item 4.2) são mostrados os perfis gravimétricos das seções do estudo, bem como a comparação do resultado final da modelagem gravimétrica com o dado coletado no campo.

No item final (item 4.3) é apresentada uma seção geológica para cada seção sísmica utilizada no estudo, mostrando os domínios tectônicos em cada seção e os prováveis falhamentos a eles relacionados.

### 4.1- Resultados da Interpretação Sísmica

A seção sísmica 2600 possui 318 km de extensão, com direção oeste-leste, perpendicular à costa de Angola. É a linha localizada no extremo norte da área de estudo e o seu limite leste está situado a 10 km da costa de Angola, próximo a cidade de Ambriz. A linha 2600 fica na porção sul da bacia do Baixo Congo (figura 48).

No seu limite leste, a seção 2600, possui um pacote de sedimentos pouco espesso (pouco mais de um quilômetro), com o predomínio de rochas do Cretáceo Superior. Estes sedimentos apresentam uma série de falhas, típicas de um ambiente distensional, formando o domínio de semi-rafts. Não há grande espessura de sedimentos mais novos, pois não há espaço para a deposição. Desta forma a cunha de sedimentos do Oligo-Mioceno começa a aparecer mais para oeste, porém este pacote é muito menos afetado por falhas, quando comparado aos sedimentos do Cretáceo Superior. Estas falhas, em grande parte, estão relacionadas a halocinese e indicam que esta fase tectônica foi mais ativa durante o Cretáceo Superior do que durante o Oligo-Mioceno. No entanto, esta tectônica, continua ativa até o presente, uma vez que existem falhas deslocando o fundo do mar atual, com crescimento de seção em pacotes de sedimentos bastante recentes. Provavelmente, grande parte

do pacote de sal desta região se deslocou em direção ao centro da bacia durante o Cretáceo Superior, restando nesta região uma fina camada de sal.

Na porção leste da seção, a espessura de sedimentos da seção pré-sal é pequena e pode-se identificar algumas falhas normais afetando o embasamento e formando os hemi-grábens, típicos da seção rifte nas bacias marginais do Atlântico Sul.

A crosta continental nesta região é bastante espessa, mas já apresenta algumas descontinuidades que podem representar zonas de falhas formadas no processo de afinamento crustal. Há um refletor profundo, bem marcado, que foi interpretado (com o auxílio da modelagem gravimétrica) como sendo o limite entre crosta e manto.

Seguindo para oeste, os sedimentos do pós-sal atingem a sua máxima espessura (a partir do ponto de tiro 5600), com a contribuição principal dos sedimentos do Oligo-Mioceno que tornam-se mais espessos do que os sedimentos do Cretáceo Superior nesta seção. Isto é reflexo do enorme aporte de sedimentos do Delta do Congo durante o Oligo-Mioceno. Nesta região também começam a surgir os diápiros de sal e estes tornam-se mais espessos e frequentes em direção a oeste. A seção pós-sal possui poucas falhas, mas estas falhas parecem não estar ligadas a falhas do pré-sal ou do embasamento. Provavelmente estas falhas seriam efeito da halocinese e novamente, ocorrem com maior intensidade no Cretáceo Superior do que no Oligo-Mioceno.

A seção pré-sal, nesta porção central da seção sísmica, é muito espessa (mais espessa do que a seção do pós-sal, mais jovem) chegando a ter mais de 5 km. De espessura. A ausência de grandes falhas e o grande paralelismo dos refletores que formam esta seção sugerem pouca atividade tectônica durante a deposição destes sedimentos.

O topo do embasamento é marcado pelo desaparecimento de uma sequência de refletores fortes e o início de um pacote homogêneo (sismo-fácies transparente) que corresponderia à crosta continental superior bastante estirada. Abaixo deste pacote homogêneo começa uma outra seção caracterizada por uma série de refletores caóticos e limitada na base por uma forte reflexão. Este pacote caótico corresponderia à crosta continental inferior e a reflexão marcaria o limite entre crosta e o manto superior (Descontinuidade de Moho).

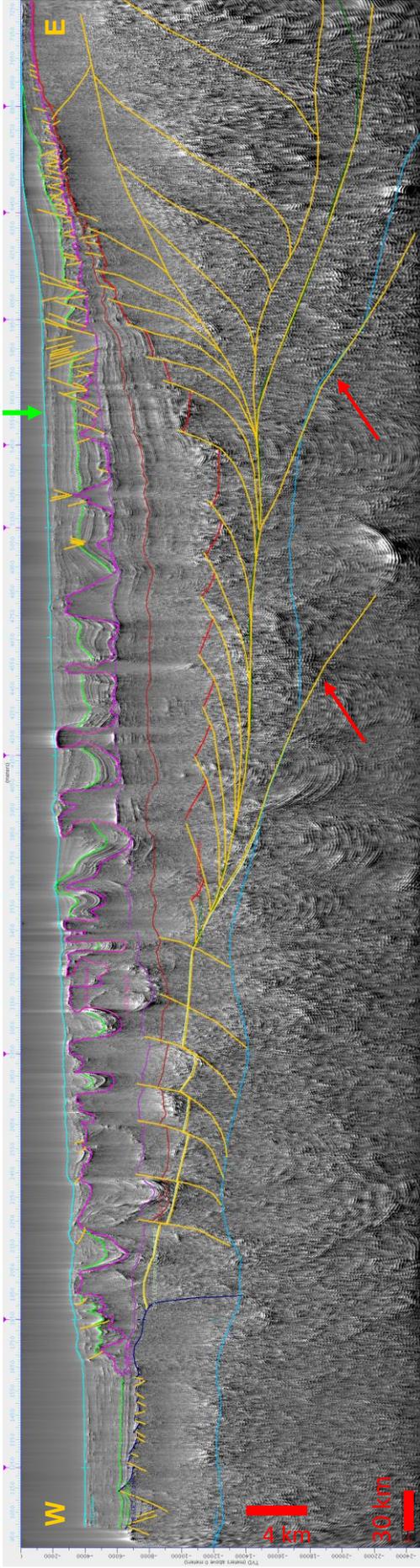


Figura 48a – Seção sísmica 2600, com a interpretação dos horizontes utilizados neste estudo e as principais falhas, em amarelo. Setas vermelhas indicam os falhamentos que cortam o manto superior. Seta verde indica o ponto de tiro 5600.

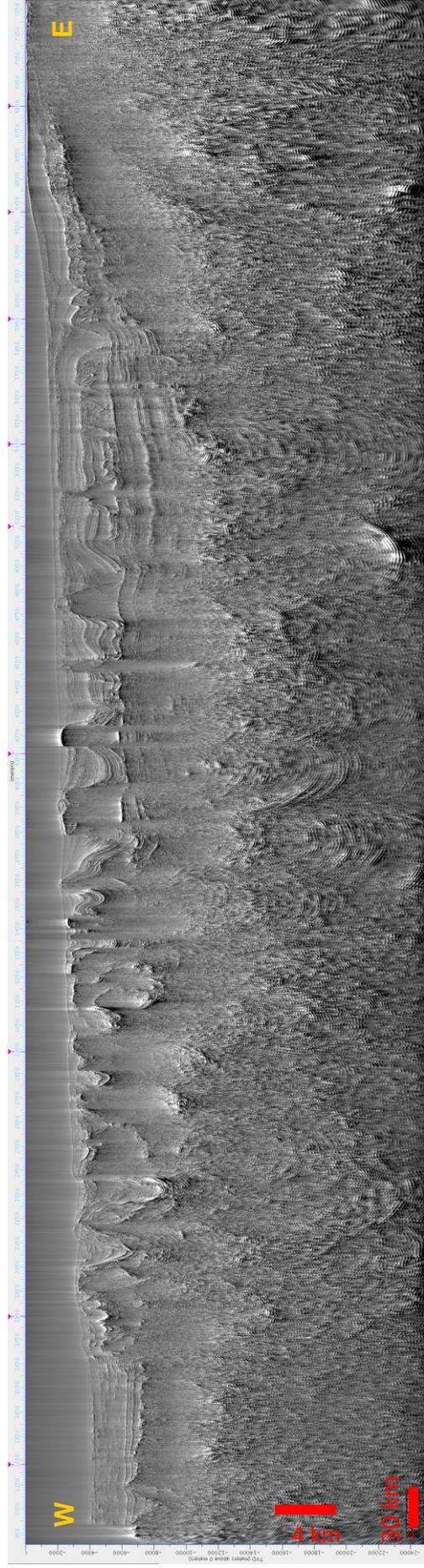


Figura 48b – Seção sísmica 2600, sem a interpretação dos horizontes.

Fonte: O autor 2011.

O limite entre a crosta superior e a inferior parece ser uma superfície de descolamento na qual as falhas da crosta superior rúptil estariam enraizadas. As falhas rúpteis da crosta superior se unem nesta zona de descolamento de baixo ângulo, por onde o movimento de estiramento se concentra. Este limite configuraria a Descontinuidade de Conrad.

A subida do refletor que marca o limite entre a crosta e o manto (Moho) sugere a existência de falhamentos profundos que auxiliariam no afinamento abrupto da crosta continental para oeste (figura 48a).

Continuando para oeste há o domínio das muralhas de sal que se intercalam a mini-bacias, com cerca de 30 Km de extensão. O imageamento abaixo do sal é muito prejudicado, mas a base do sal parece estar mais perturbada do que a observada na porção leste da linha. Esta feição sugere a ação de falhas cortando a seção sedimentar do pré-sal e afetando a base do sal.

No embasamento pode-se identificar claramente que a Moho torna-se cada vez mais rasa, até atingir o topo do embasamento. Associado a este fato, há a presença de um pacote de sismofácies diferente das adjacentes a leste e a oeste, na qual os refletores parecem mergulhar em direção ao continente. Este pacote é interpretado como sendo o manto subcontinental exumado em contato com os sedimentos da seção pré-sal. A ascensão do manto nesta região geraria processos de serpentinização dos peridotidos, que poderiam estar relacionados aos falhamentos que afetam a base do sal.

Na região de manto exumado ocorre a intrusão de sal entre os sedimentos mais novos cavalgando a crosta oceânica. A partir deste ponto, para oeste, em direção à porção sul da bacia, os sedimentos tornam-se bastante contínuos sem a presença de grandes falhas. A crosta oceânica é caracterizada por uma sequência monótona típica (lavas almofadadas, diques e gabros), sendo limitada na base por um refletor bastante evidente que marcaria o topo do manto sub-oceânico.

A seção sísmica 2200 está ao sul da seção 2600, a uma distância de cerca de 80 Km. O limite leste da seção 2200 está a 17 Km da costa de Angola, na cidade de Luanda. Esta seção possui 348 Km de extensão e 25 Km de profundidade.

O limite leste da seção 2200 (figura 49) é marcado por um pacote de sedimentos do pós-sal com cerca de 2 Km de espessura, predominantemente do Cretáceo Superior. Esta região é caracterizada pela presença de semi-*rafts* (blocos

falhados, mas que mantém o contato entre bloco alto e baixo da falha) estão limitados por falhas originadas no sal e que na maioria das vezes se estendem até o topo do Cretáceo, porém algumas continuam ativas e atingem inclusive o fundo do mar. Esta região é marcada também por um alto do embasamento coberto por uma fina camada de sedimentos da seção pré sal. O refletor profundo, interpretado como sendo o limite inferior da crosta está a cerca de 20 km de profundidade evidenciando que a crosta ainda está bastante espessa, mas com um certo estiramento.

Seguindo para oeste há um aumento de espessura nos sedimentos do Oligo-Mioceno, mas em geral esta seção é menos espessa que o pacote do Cretáceo Superior. Vale destacar ainda que ocorrem calhas em que praticamente não há sedimentos do pós-sal do Cretáceo Superior e que neste caso são preenchidas por sedimentos do Oligo-Mioceno em contato com o sal Aptiano. A diminuição no aporte de sedimentos do Oligo-Mioceno para o sul mostra a diminuição da influência do Delta do Rio Congo nesta região, sendo um dos fatores que marcam o início da Bacia de Kwanza. Esta linha está localizada no limite entre as bacias do Baixo Congo e Kwanza.

Nesta seção os diápiros tornam-se mais frequentes e espessos. Na seção do pré-sal o pacote de sedimentos chega a ter 4 km de espessura e pode-se visualizar na sísmica uma sucessão de grabéns e *horsts*.

A crosta superior é marcada por um pacote sísmico homogêneo e com poucos contrastes. Abaixo desta há uma seção composta por refletores caóticos que poderia representar a crosta inferior. No limite entre estes dois domínios parece haver uma superfície de descolamento (Descontinuidade de Conrad) onde as falhas da crosta superior se uniriam acomodando o esforço de estiramento da região.

No limite da crosta inferior há um refletor evidente que define o limite entre a crosta e o manto e representa a Descontinuidade de Mohorovicic (Moho). Este refletor tende a ficar mais raso para oeste, caracterizando o afinamento da crosta. Parte deste afinamento estaria associado a falhas no manto superior podendo atingir a zona de descolamento que divide a crosta (figura 49a).

Seguindo para oeste há pouca espessura de sedimentos terrígenos na seção pós-sal sobre uma grande muralha de sal com cerca de 3 km de espessura. Abaixo do sal o refletor que está sendo interpretado como Moho se aproxima da base do sal junto com uma série de refletores que mergulham em direção ao continente. A

interpretação para esta situação é que o manto subcontinental foi “denudado” nesta região (exumação do manto), permitindo que sedimentos do pré-sal ou até mesmo o sal fossem depositados sobre rochas do manto continental. As rochas do manto situadas neste novo ambiente de baixa pressão e temperatura poderiam ter sofrido processos de serpentinização. Como na seção 2600, esta região parece ser afetada por falhamentos que cortariam o manto serpentinizado podendo afetar a base do sal. Estes falhamentos estariam associados ao final da fase de ruptura do continente ou mesmo à serpentinização dos peridotitos.

No extremo oeste da linha está a crosta oceânica, com cerca de 7 km de espessura. A base da crosta oceânica é bem definida na sísmica e a monotonia dos sedimentos depositados sobre ela só é alterada com o cavalgamento do sal alóctone sobre a crosta oceânica.

O limite sul do estudo realizado na dissertação é marcado pela seção sísmica 1800, com 293 km de extensão. Ela está localizada a 150 Km ao sul da seção 2200 e está a 14 km da costa angolana, na região de Cabo Ledo. Esta seção corta exclusivamente a Bacia de Kwanza.

No extremo leste da seção 1800 (figura 50) o pacote de sedimentos do pós-sal tem 3 km de espessura, sendo que a seção do Cretáceo Superior tende a ser mais espessa do que a seção mais nova. Exceção feita quando os sedimentos do Oligo-Mioceno preenchem grandes calhas e estão em contato com o topo do sal, como no ponto de tiro 2700. Existem almofadas de sal já na porção leste da linha, a seção do pré-sal possui em média algumas centenas de metros, mas pode tornar-se bastante espessa quando preenche os hemi-grábens da fase rifte. Nesta região a crosta continental é pouco estirada e cortada por falhas com mergulho de alto ângulo que tendem a ficar com baixo ângulo à medida que se tornam mais profundas unindo-se em uma superfície de descolamento próximo à passagem da crosta superior rúptil para a crosta inferior dúctil (Descontinuidade de Conrad). Como nas seções anteriores há um refletor profundo bem marcado, com mergulho para o continente que é interpretado como sendo a (Moho).

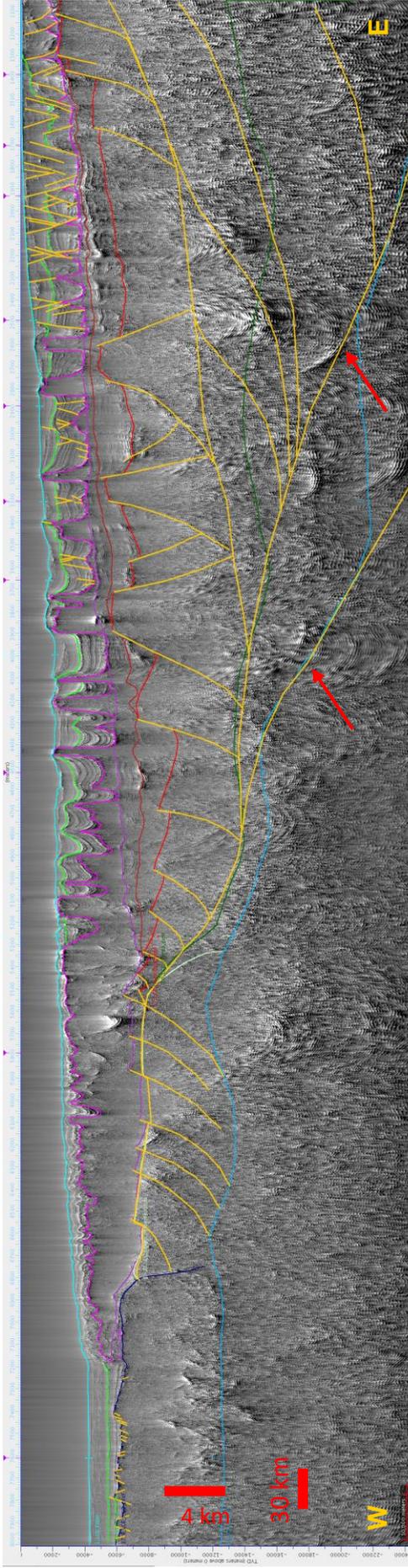


Figura 49a – Seção sísmica Z200, com a interpretação dos horizontes utilizados neste estudo e as principais falhas, em amarelo. Setas vermelhas indicam os falhamentos que cortam o manto superior.

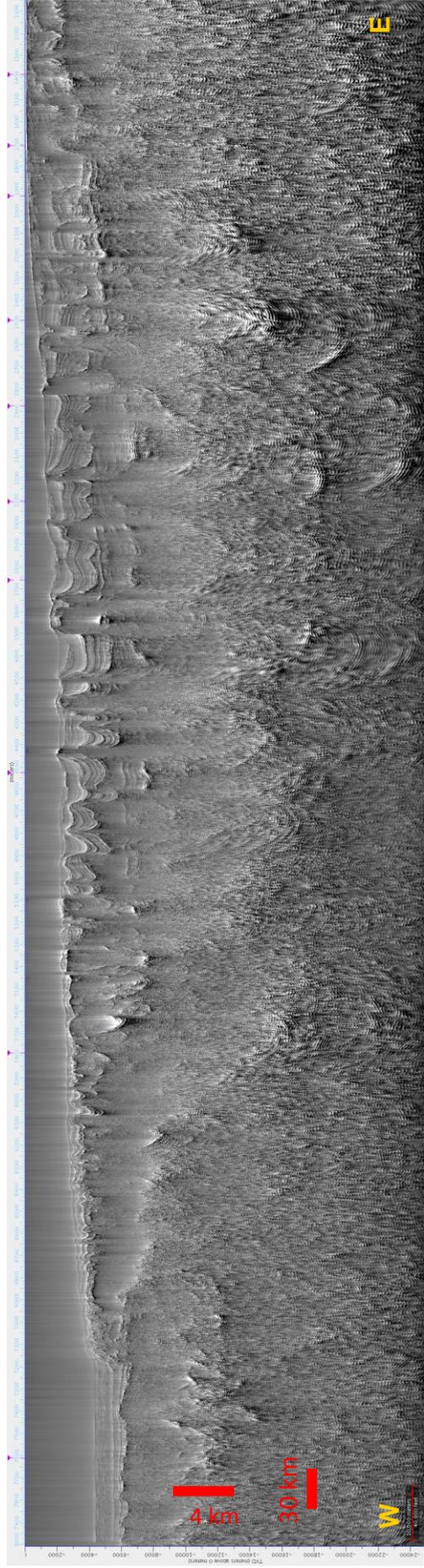


Figura 49b – Seção sísmica Z200, sem a interpretação dos horizontes.

Fonte: O autor 2011.

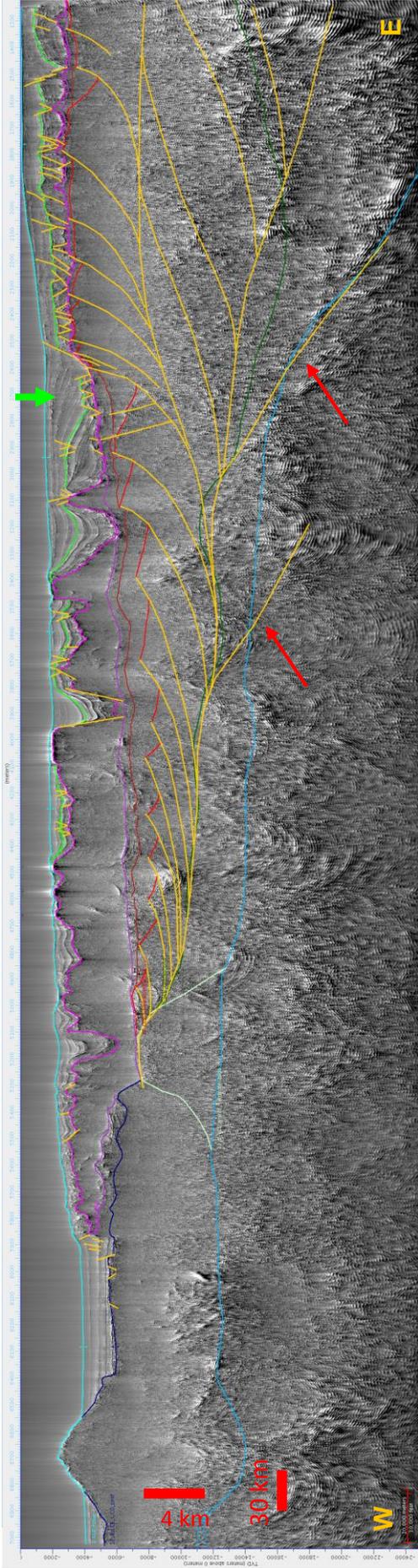


Figura 50a – Linha sísmica 1800, com a interpretação dos horizontes utilizados neste estudo e as principais falhas, em amarelo. Setas vermelhas indicam os falhamentos que cortam o manto superior. Ponto de tiro 2700 indicado pela seta verde.

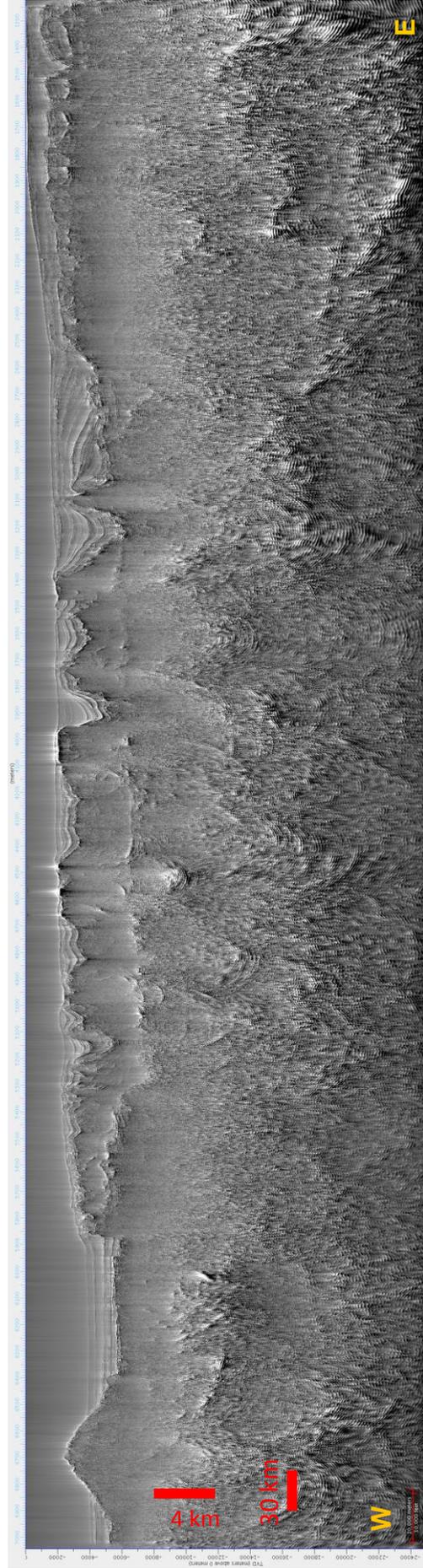


Figura 50b – Linha sísmica 1800, sem a interpretação dos horizontes.  
Fonte: O autor 2011.

Seguindo para oeste os diápiros de sal ficam mais espessos e os sedimentos do pós-sal se acumulam nas mini-bacias formadas entre os diápiros. Mais a oeste entra-se no domínio das muralhas de sal com espessuras de sal com mais de 3 km. Nesta região central a seção de sedimentos abaixo do sal parece ficar mais espessa do que o seu correspondente a leste. A parte superior do embasamento aparece como uma sismofácies homogênea sem a presença de refletores evidentes, bem diferente do pacote imediatamente abaixo, que é caracterizado por uma sismofácies caótica e por refletores mais bem marcados. A porção interpretada como o embasamento parece ser cortada por falhas, com mergulhos para o oceano que tendem a ficar com baixo ângulo à medida que se aprofundam. Estas falhas aparentemente unem-se na base deste pacote, formando uma superfície de descolamento que separaria o pacote superior do embasamento (apagado) do existente logo abaixo (caótico). Estes pacotes são interpretados como sendo a crosta continental superior falhada e a crosta inferior dúctil.

Na base do pacote caótico que representa a crosta continental inferior identifica-se um refletor evidente que vem sendo interpretado como a Descontinuidade de Mohorovicic (Moho), marcando o limite entre a crosta e o manto. Nesta região central há a ascensão da Moho relacionada a falhas (figura 58a) que cortam a crosta inferior e o manto, originadas no início do processo de ruptura do continente.

Seguindo para oeste, o refletor da Moho se aproxima da superfície, ficando em contato com os sedimentos da seção pré-sal ou até mesmo a base do sal. Esta região seria caracterizada pelo manto continental litosférico exumado e nestas condições afetado pela serpentinização.

Em seguida aparece a crosta oceânica cavalgada pela cunha de sal alóctone e coberta por sedimentos com estratos plano-paralelos, que caracterizam a tranquilidade tectônica desta região.

No limite oeste da seção sísmica, no domínio de crosta oceânica, está um monte submarino que, como descrito anteriormente, pertencente ao Lineamento de Sumbe.

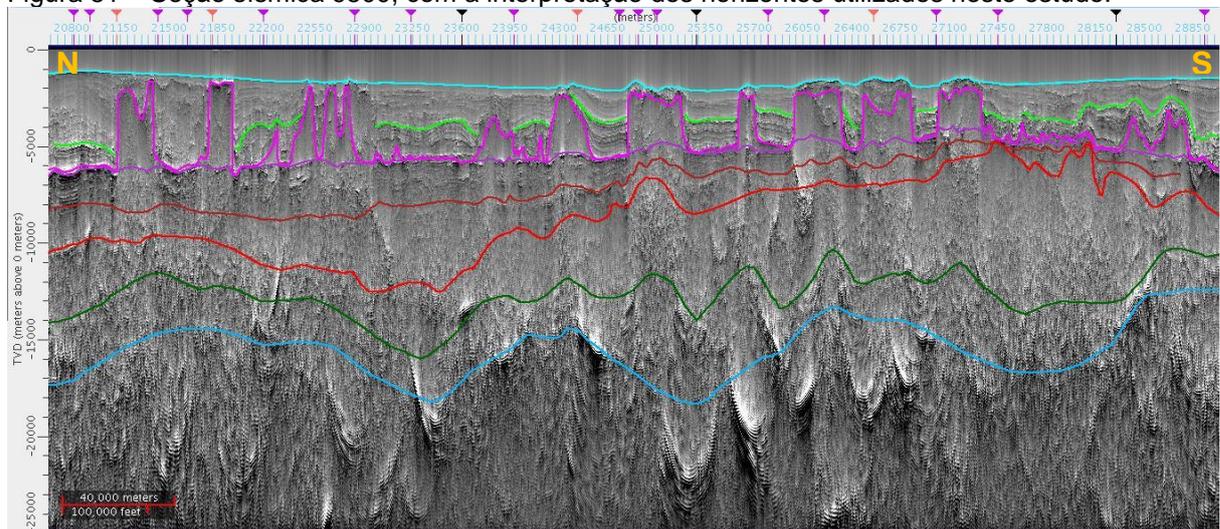
As próximas duas seções sísmicas (9700 e 9500) são perpendiculares as três seções já apresentadas e estão paralelas à costa de Angola. Estas duas seções não

tiveram sua resposta gravimétrica modelada, foram utilizadas principalmente para amarrar a interpretação entre as três seções já apresentadas.

Foram utilizados 300 Km da seção sísmica 9500, que está situada, em média, a 120 Km da costa de Angola. A seção 9500 (figura 51) está situada no domínio de diápiros, que afetam a seção sedimentar do pós sal. Nesta seção pode-se observar a variação da sua espessura de norte (mais espesso) para sul, mostrando a influência da sedimentação proveniente do Rio Congo durante este período.

A maior espessura de sedimentos na porção norte da seção sísmica, em relação a porção sul também ocorre na seção sedimentar do pré sal, mas a causa desta maior espessura pode estar relacionada aos processos de estiramento e afinamento crustal na região criando espaço para a acomodação de sedimentos. Há uma relação entre a espessura da crosta continental e a espessura de sedimentos sobre ela. Na região de crosta continental espessa há uma menor deposição de sedimentos na seção pré-sal, enquanto que na região com crosta continental mais delgada há maior deposição de sedimentos da fase pré-sal. A Descontinuidade de Mohorovicic foi interpretada em profundidades de 15 a 18 Km.

Figura 51 – Seção sísmica 9500, com a interpretação dos horizontes utilizados neste estudo.

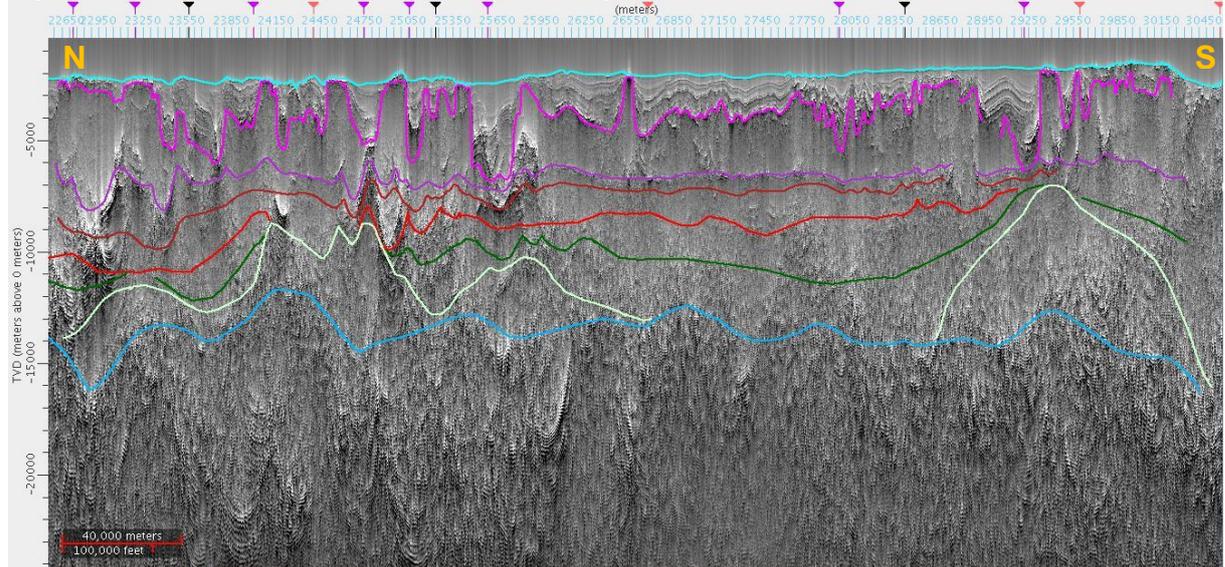


Fonte: O autor, 2011.

Foram utilizados neste estudo 310 Km da seção sísmica 9700, estando ela situada, em média, a 170 Km da costa de Angola. A seção 9700 (figura 52) corta o domínio das muralhas de sal e mostra pouca variação na espessura de sedimentos. Nesta seção sísmica se pode observar regiões de afinamento da crosta continental, permitindo a deposição de sedimentos sobre a crosta continental inferior e o manto

superior serpentizado. A Descontinuidade de Mohorovicic encontra-se próxima dos 15 km de profundidade.

Figura 52 – Seção sísmica 9700, com a interpretação dos horizontes utilizados neste estudo.



Fonte: O autor 2011.

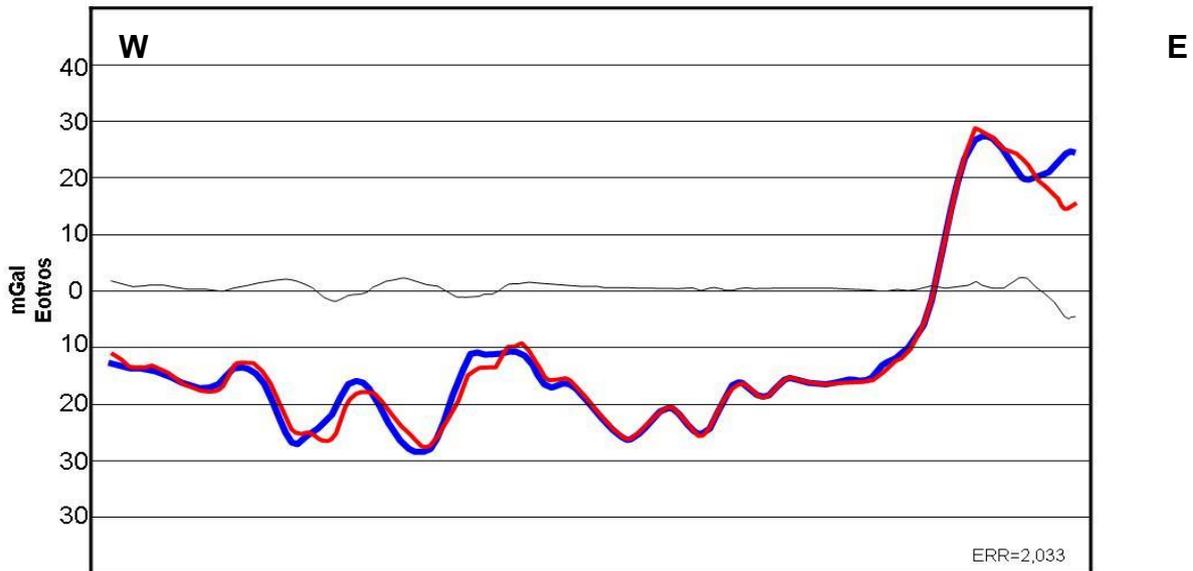
## 4.2 Modelagem Gravimétrica

A anomalia gravimétrica ar livre adquirida no campo foi utilizada para a comparação com a anomalia gravimétrica calculada em cada linha do estudo, geradas a partir da interpretação sísmica e as densidade adotados para o cálculo.

Foram adotadas as seguintes densidades (em g/cm<sup>3</sup>) para os pacotes interpretados nas linhas sísmicas: água do mar = 1,03, sedimentos do pós sal = 2,36, sal = 2,19, sedimentos do pré sal = 2,56, crosta continental superior = 2,72, crosta continental inferior = 2,98, crosta oceânica = 2,83, manto serpentizado (2,7), manto sub-continental = 3,3.

A anomalia gravimétrica observada na linha 2600 (figura 53) reflete a geometria do embasamento e exibe um alto gravimétrico de cerca de 30 mGal no limite leste da linha onde o embasamento cristalino está próximo da superfície e se torna negativo ao longo da bacia sedimentar, seguindo para oeste com valores próximos de -16 mGal.

Figura 53 – Gráfico mostrando a anomalia gravimétrica ar livre medida (azul) e a anomalia ar livre modelada a partir da interpretação da linha 2600 (vermelho).



Legenda: No eixo y estão os valores de gravimetria (mGal) e no eixo x está a distância ao longo da linha. A linha preta fina mostra o erro (%) entre as curvas medida e modelada. O erro total (%) é mostrado no canto inferior direito.

Fonte: O autor 2011.

Seguindo para oeste a anomalia gravimétrica medida fica em torno de -20 mGal, coincidindo com a grande espessura de sedimento da seção pré sal. Em seguida a anomalia torna-se um pouco menos negativa (em torno de -10 mGal), que coincide com o afinamento da crosta e aproximação do manto com a superfície. Logo a oeste a anomalia volta a descer, chegando próximo de -30 mGal, o que corresponderia como manto exumado serpentizado. Há uma nova subida da anomalia (16 mGal em média) que corresponderia ao início da crosta oceânica.

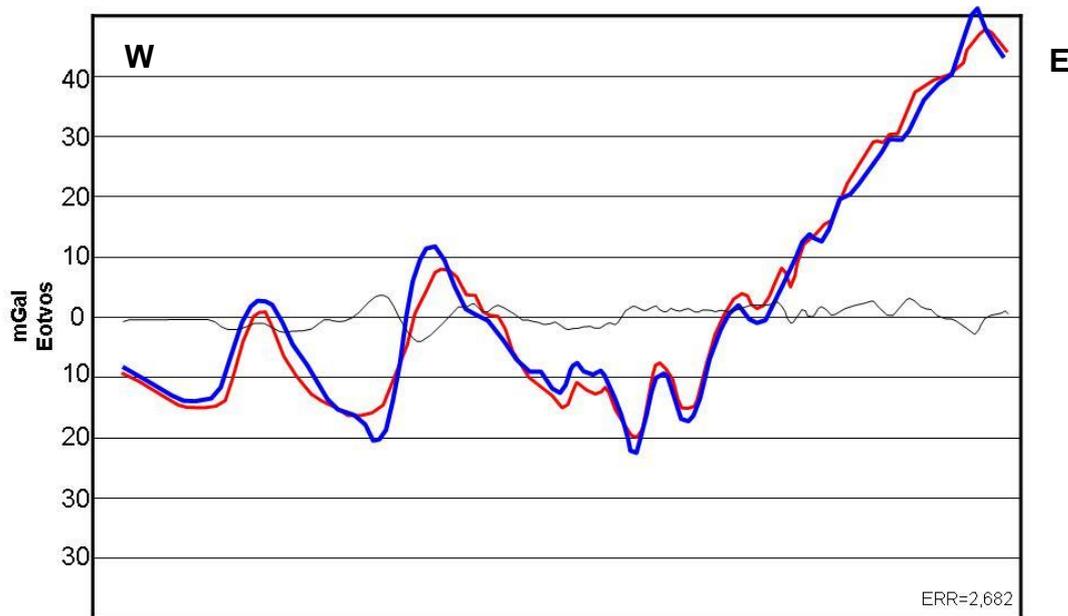
O ajuste entre a anomalia medida e a modelada foi muito satisfatório, resultando em um erro de 2,033 % entre as duas anomalias.

Para a linha 2200 (figura 54) a anomalia gravimétrica medida mostra um alto gravimétrico no limite leste da linha que se inicia com 50 mGal. Esta anomalia vai diminuindo na medida em que se avança na bacia, indo para oeste em resposta ao aumento da lâmina de água e da espessura de sedimentos da bacia. A anomalia torna-se negativa e atinge o seu máximo na porção central da linha, coincidindo com a grande espessura de sedimentos da bacia. Logo a oeste, a anomalia torna-se

positiva, possivelmente sob influência do manto litosférico próximo da superfície e da pouca espessura de crosta continental nesta região. Logo em seguida a anomalia volta a ter valores negativos (com um máximo de -22mGal) sob o efeito do manto serpentinizado. O limite entre crosta continental e crosta oceânica é marcado por uma elevação da anomalia e a crosta oceânica segue com valores de -16 m Gal.

O erro entre as anomalias medida e modelada novamente é muito baixo, ficando em 2,682%.

Figura 54 – Gráfico mostrando a anomalia gravimétrica ar livre medida (azul) e a anomalia ar livre modelada a partir da interpretação da linha 2200 (vermelho).



Legenda: No eixo y estão os valores de gravimetria (mGal) e no eixo x esta a distância ao longo da linha. A linha preta fina mostra o erro (%) entre as curvas medida e modelada. O erro total (%) é mostrado no canto inferior direito.

Fonte: O autor 2011.

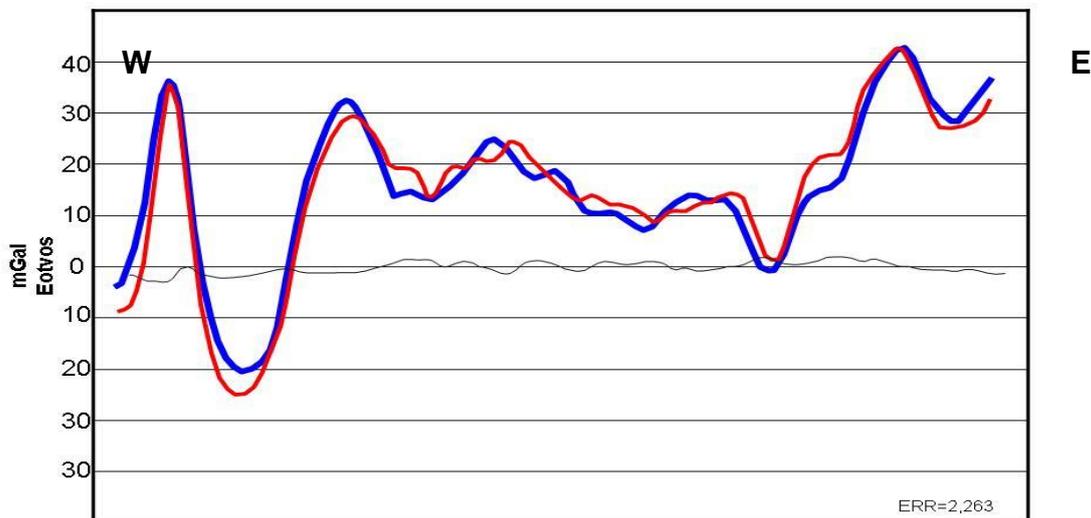
Na linha 1800 a anomalia gravimétrica medida é um pouco diferente das anteriores, pois esta é em grande parte positiva, esta situação pode ser explicada tanto como uma resposta a menor espessura de sedimentos encontrada nesta linha em relação as duas anteriores, como uma composição diferente para as rochas do embasamento nesta região. Importante notar que a tendência da assinatura gravimétrica da linha continua muito parecida com as linhas anteriores. Há uma forte anomalia positiva na região de água rasa e embasamento raso, esta anomalia

diminui na região com maior espessura de sedimentos. Esta volta a subir na área de afinamento da crosta e da aproximação do manto com a superfície, bem como desce na região de manto serpentizado e sobe novamente no limite entre a crosta continental e a crosta oceânica.

É importante destacar que a linha 1800 (figura 55) há uma forte anomalia gravimétrica positiva que corresponde a pouca espessura de água e embasamento raso. A anomalia diminui gradativamente com o aumento da lâmina de água e da espessura do pacote de sedimentos, chegando a zero na região de um graben (ponto de tiro 2700). Para oeste a anomalia tende a subir lentamente provavelmente pelo afinamento da crosta que coloca o manto mais próximo da superfície. Há uma inversão nesta tendência que é explicada pela presença de manto serpentizado. O limite entre crosta continental e crosta oceânica é marcado por um alto e o monte submarino, do Lineamento de Sumbe, é representado por um alto gravimétrico dentro da crosta oceânica.

O erro entre a anomalia medida e a modelada nesta linha foi de 2,263%.

Figura 55 – Gráfico mostrando a anomalia gravimétrica ar livre medida (azul) e a anomalia ar livre modelada a partir da interpretação da linha 1800 (vermelho).



Legenda: No eixo y estão os valores de gravimetria (mGal) e no eixo x esta a distância ao longo da linha. A linha preta fina mostra o erro (%) entre as curvas medida e modelada. O erro total (%) é mostrado no canto inferior direito.

Fonte: O autor 2011.

### 4.3 Perfis Geológicos

A construção de perfis geológicos permitiu uma melhor compreensão do arcabouço estrutural crustal profundo na região. Assim a arquitetura final da região pode ser subdividida em:

a) Domínio Proximal, caracterizado pela Zona de Crosta Continental Estirada (ZCCE).

b) Região de estrangulamento (*necking zone*) marcando a transição entre os domínios distal e proximal.

c) Domínio profundo distal que inclui a Zona de Crosta Continental Hiper Estirada (ZCCH) e a Zona de Manto Continental Exumado (ZMCE), com a passagem crosta continental-crosta oceânica.

d) Domínio oceânico, caracterizado pela presença de crosta oceânica.

A porção proximal é caracterizada pela crosta estirada, na qual as primeiras fases do rifteamento permitiram o desenvolvimento de bacias sedimentares com geometria de grabén ou meio-grabén, como ocorre no leste das linhas 1800 e 2200 (figuras 58 e 57). A porção distal mostra uma geometria mais complexa para os refletores do embasamento e intra-embasamento, relacionadas a blocos basculados da crosta superior limitados por falhas normais subverticais. Estas são associadas a zonas de descolamento mais profundas, situadas próximo do limite entre crosta superior e inferior. A espessura da crosta continental diminui até zero, onde se inicia a zona de manto continental exumado (ZMCE).

O afinamento litosférico é fortemente localizado entre os domínios distal e proximal, formando a zona de estrangulamento (*necking zone*) definida como sendo a região em que a espessura crustal diminui drasticamente de 15 Km para 5 Km, como ocorre na linha 2600 (figura 56).

Entre a zona de estrangulamento e a crosta oceânica há um domínio que usualmente é definido como zona transicional, pois não possui características continentais ou oceânicas. Esta região foi interpretada como sendo composta por material do manto exumado serpentizado. Em sendo assim, o termo transicional não pode ser aplicado para esta passagem. O manto exumado não é uma transição entre crosta continental e oceânica. Trata-se de um material litologicamente

diferente. Portanto, o correto seria expressar que a passagem da crosta continental para a crosta oceânica se dá através da inserção de manto exumado entre elas.

No limite oeste dos perfis encontra-se a crosta oceânica.

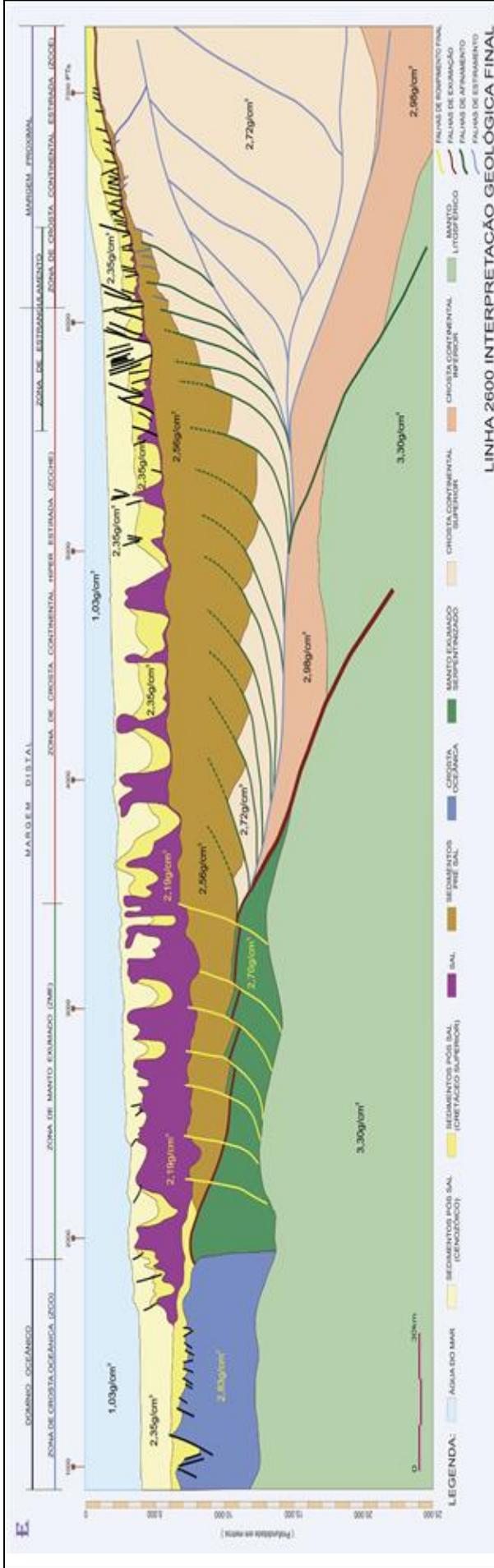


Figura 56 – Seção geológica mostrando a interpretação final da linha 2600, após a modelagem gravimétrica.

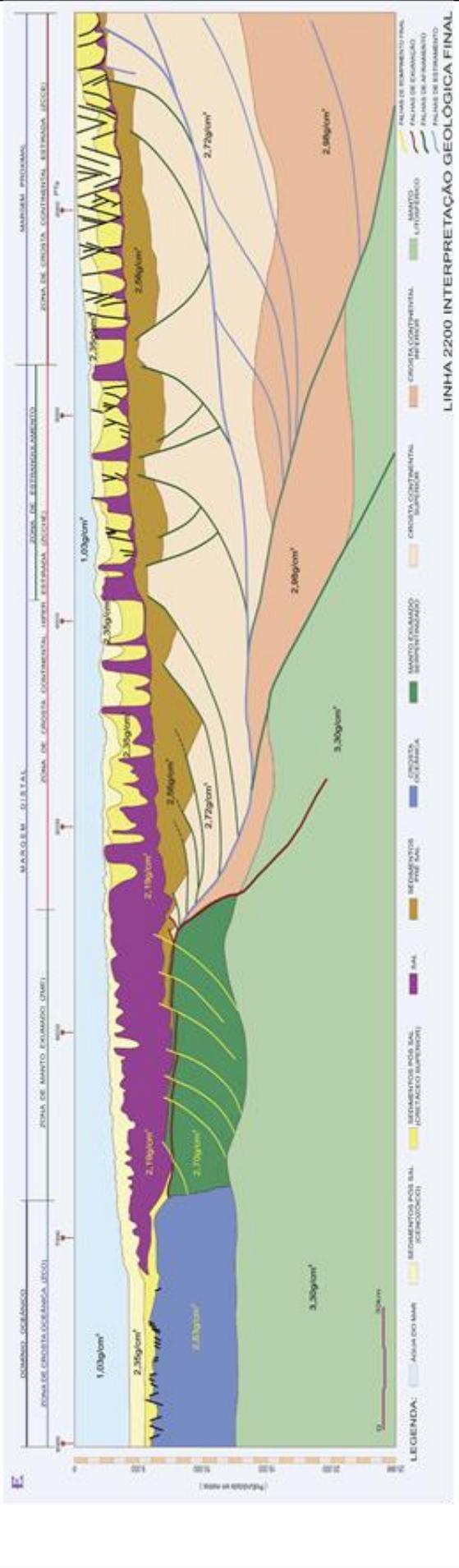


Figura 57 – Seção geológica mostrando a interpretação final da linha 2200, após a modelagem gravimétrica.

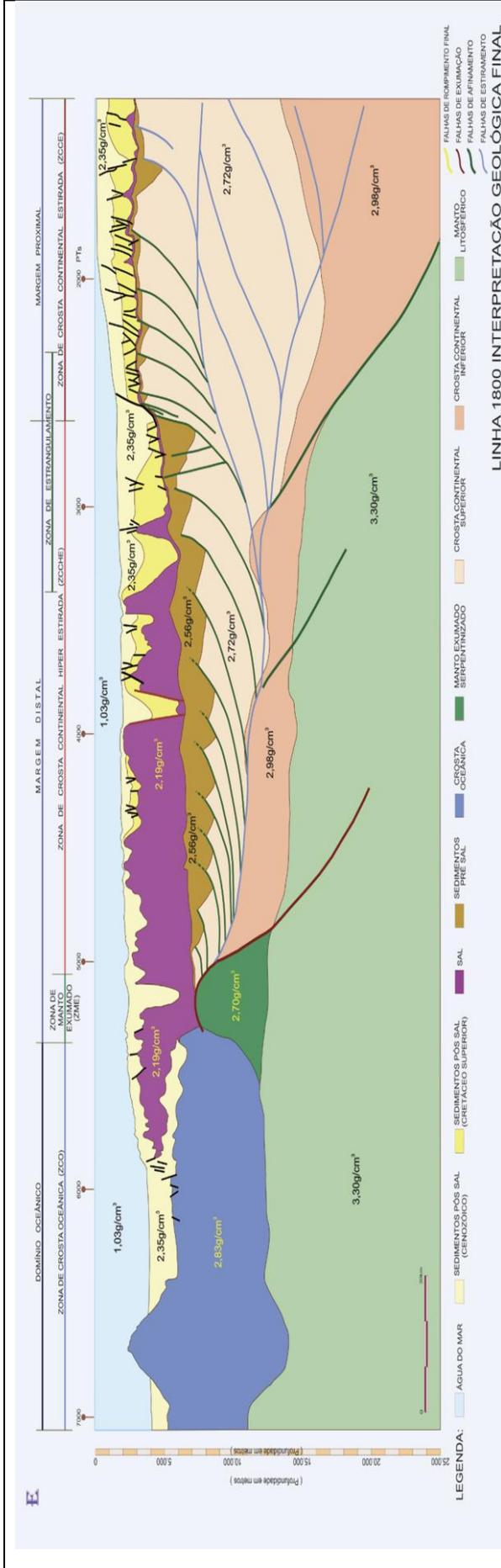


Figura 58 – Seção geológica mostrando a interpretação final da linha 1800, após a modelagem gravimétrica.