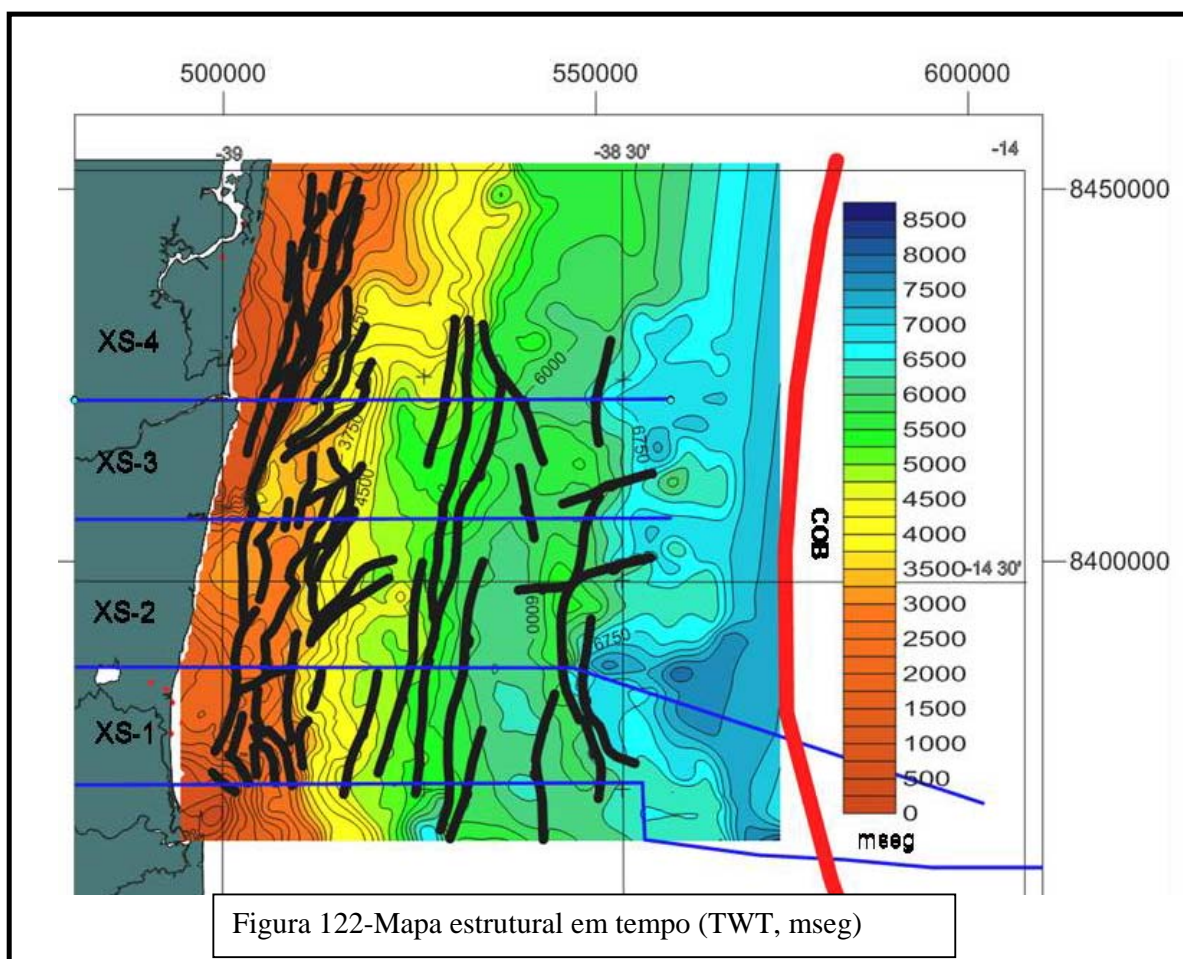


muito variável tanto em espessura como em densidade. No capítulo 6, voltaremos a discutir este ponto com maior detalhe.

Em relação à idade do rifte da Bacia de Almada, as calhas 1 a 4, pertenceriam ao rifte Berriasiano – Barremiano (GONTIJO et al., 2007). Já a idade da 5ª. Calha é desconhecida, uma vez que a mesma ainda não foi perfurada. Na Bacia de Camamu trabalhos recentes têm proposto uma idade mais nova (Albiano) para as calhas de posições equivalentes (CAIXETA et al., 2009).



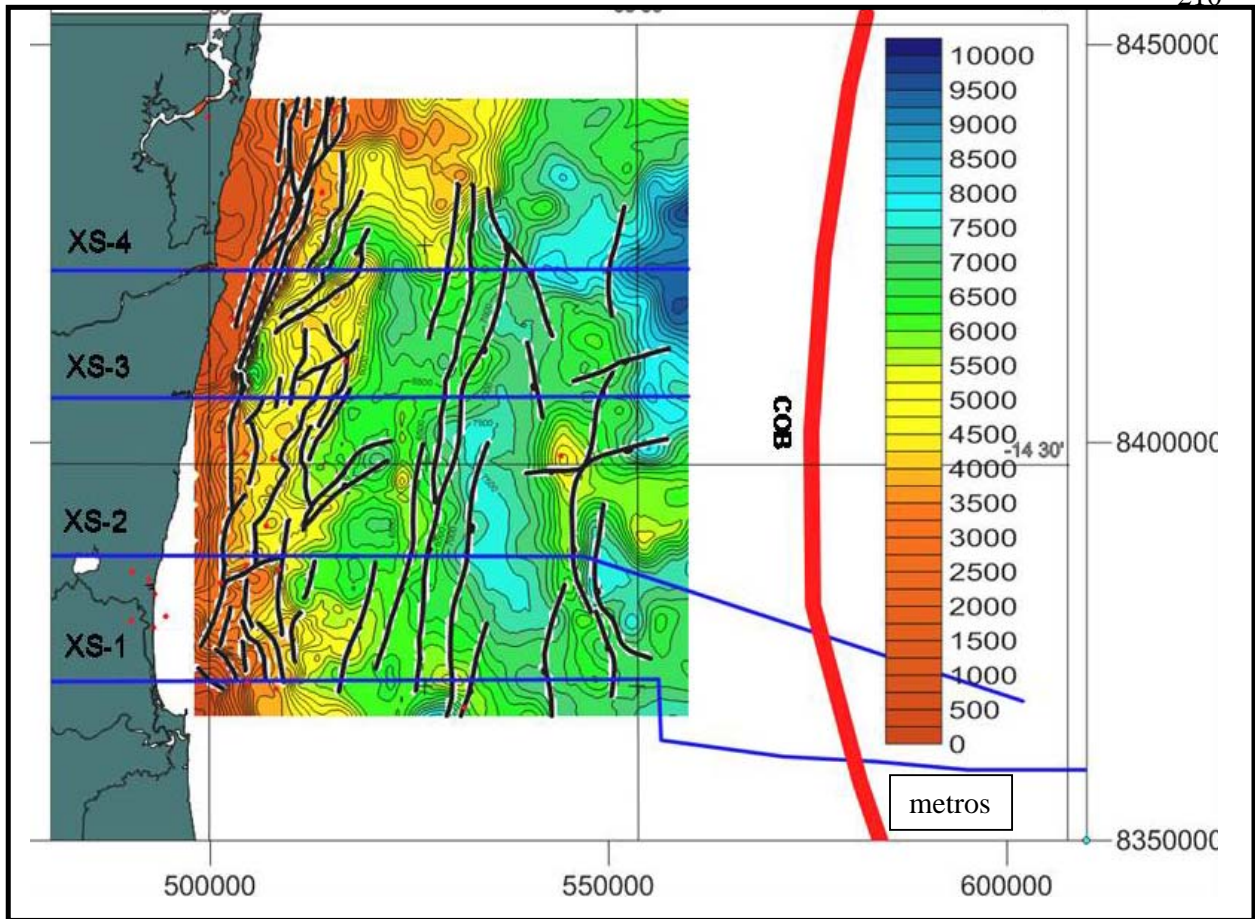


Figura 123- Mapa estrutural em profundidade (metros).

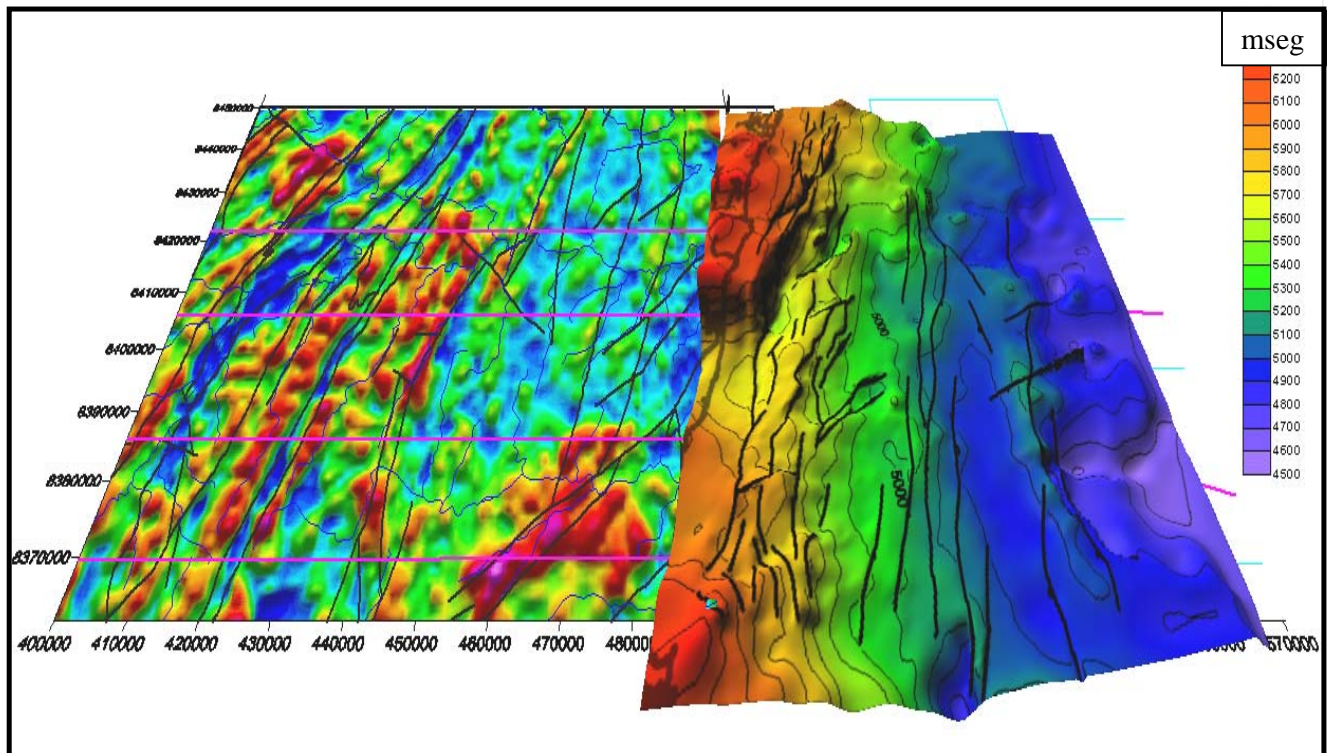


Figura 124- Mapa composto aerogamaespectrométrico (oeste) – sísmico (este).

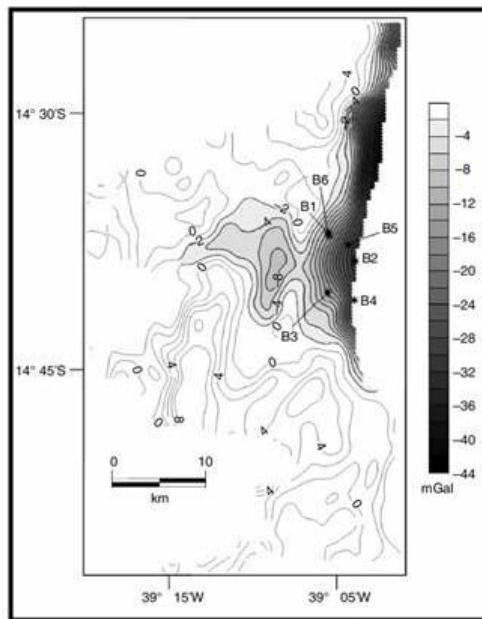
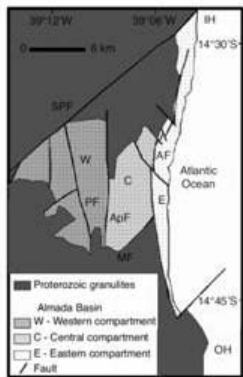
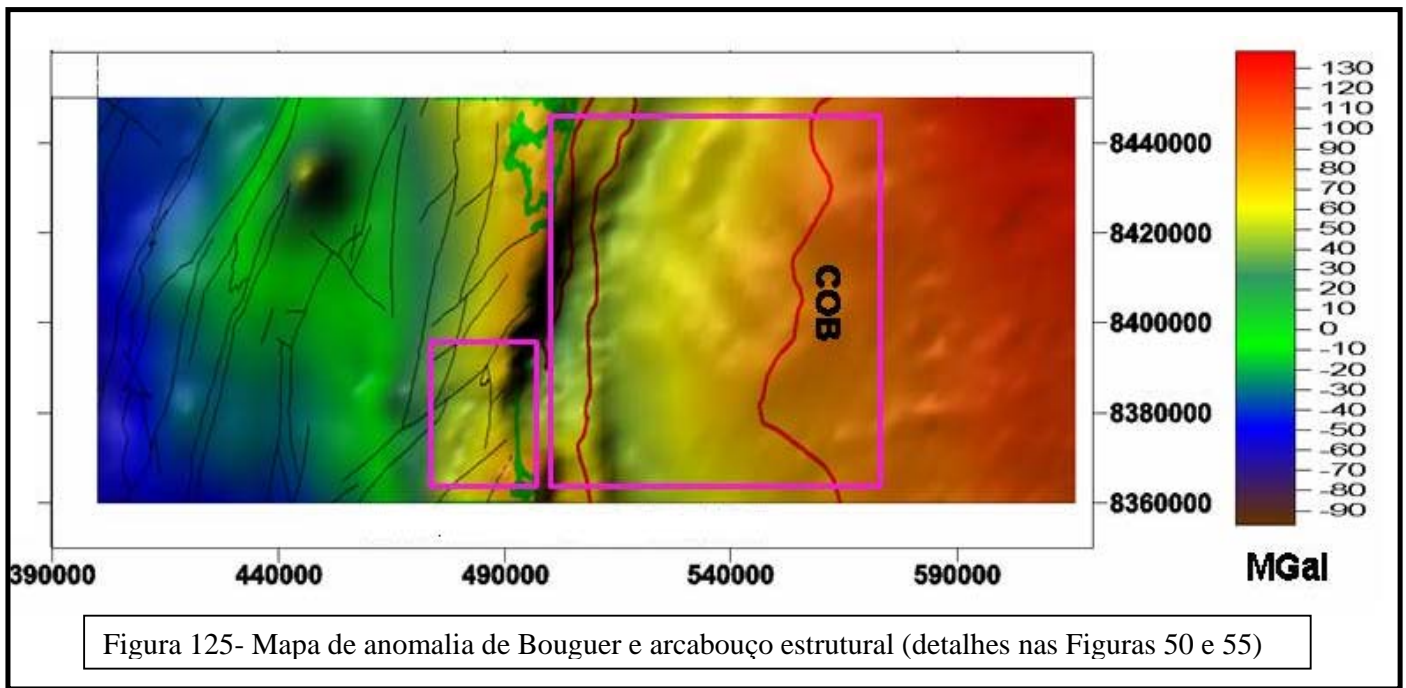
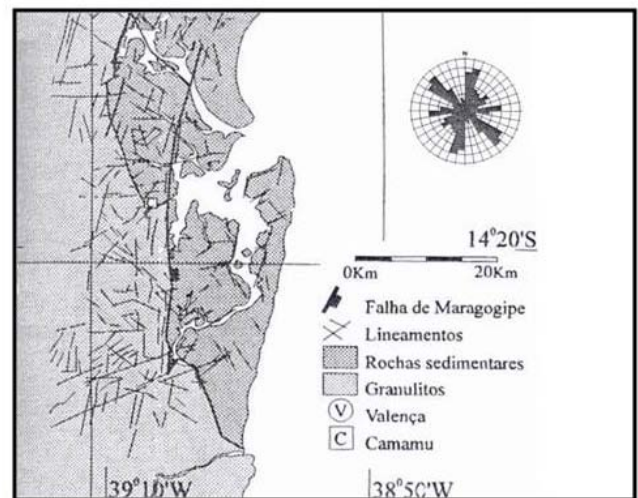


Figura 127- Primeira calha deposicional: “sedimentitos da Península do Marau”.

Fonte: MERCIO et. al., 1995.



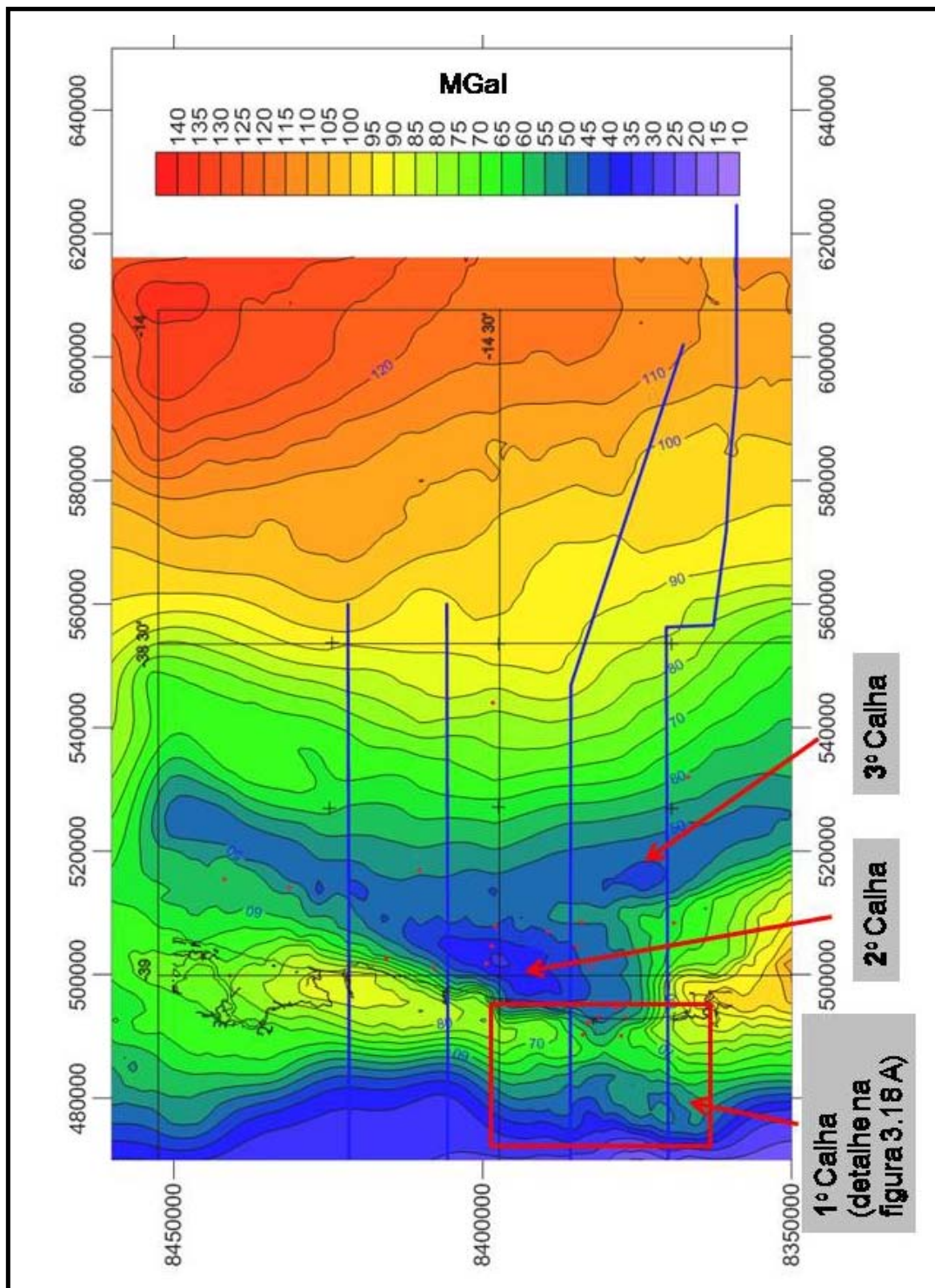


Figura 128- Mapa de anomalia de Bouguer, 1ra, 2da e 3ra Calha deposicional.

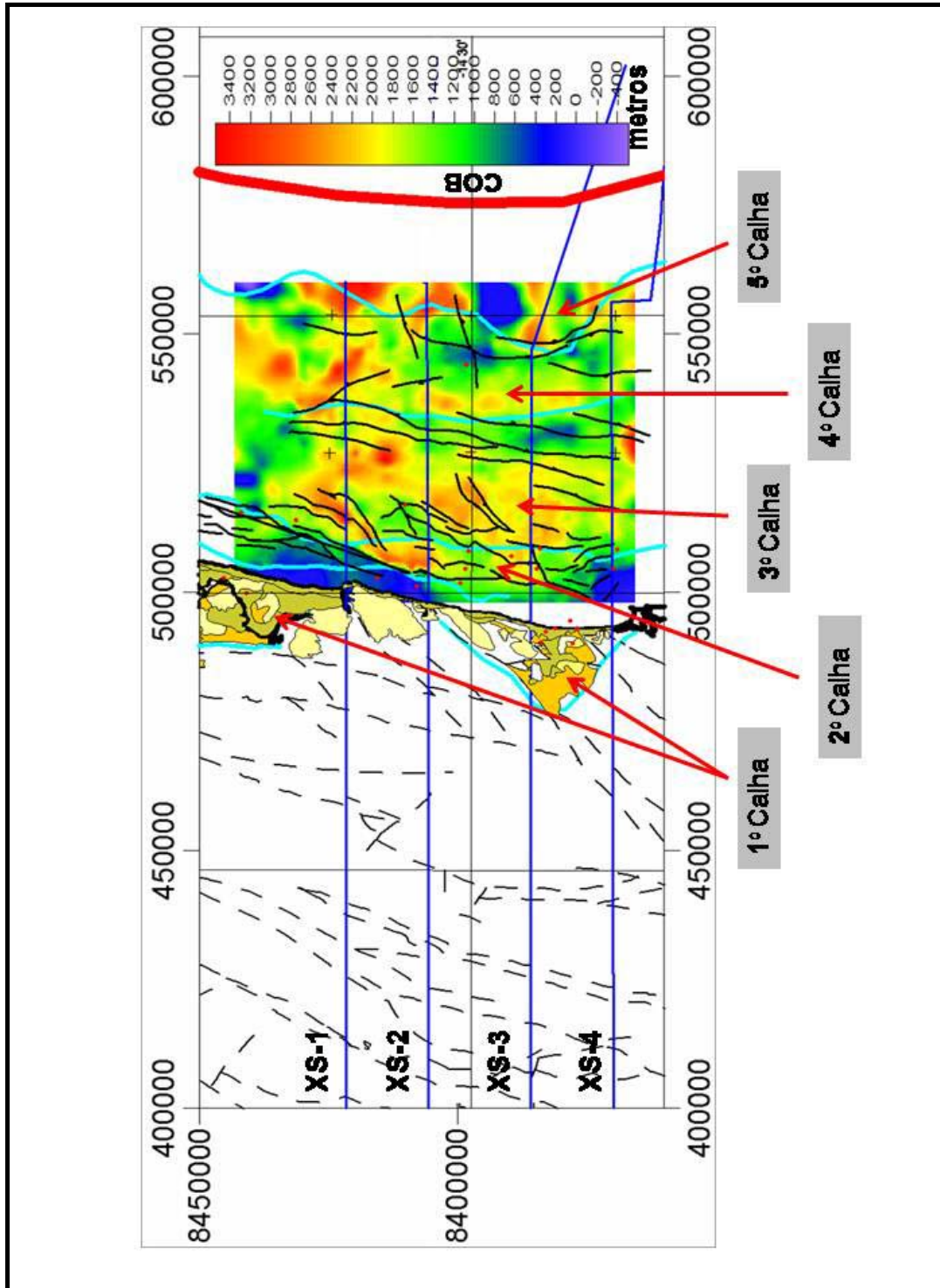


Figura 129- Sistema de sub bacias (Calhas primeira a quinta) do rifte de Almada. (Mapa composto com de espessura da secção sedimentar do rifte no mar e com afloramentos de sedimentos em terra). A linha da COB representa a passagem crosta continental – oceânica de Davison, 1999. Falhas na terra do CPRM (linhas tracejadas em preto) e no mar (da sísmica) em cor celeste.

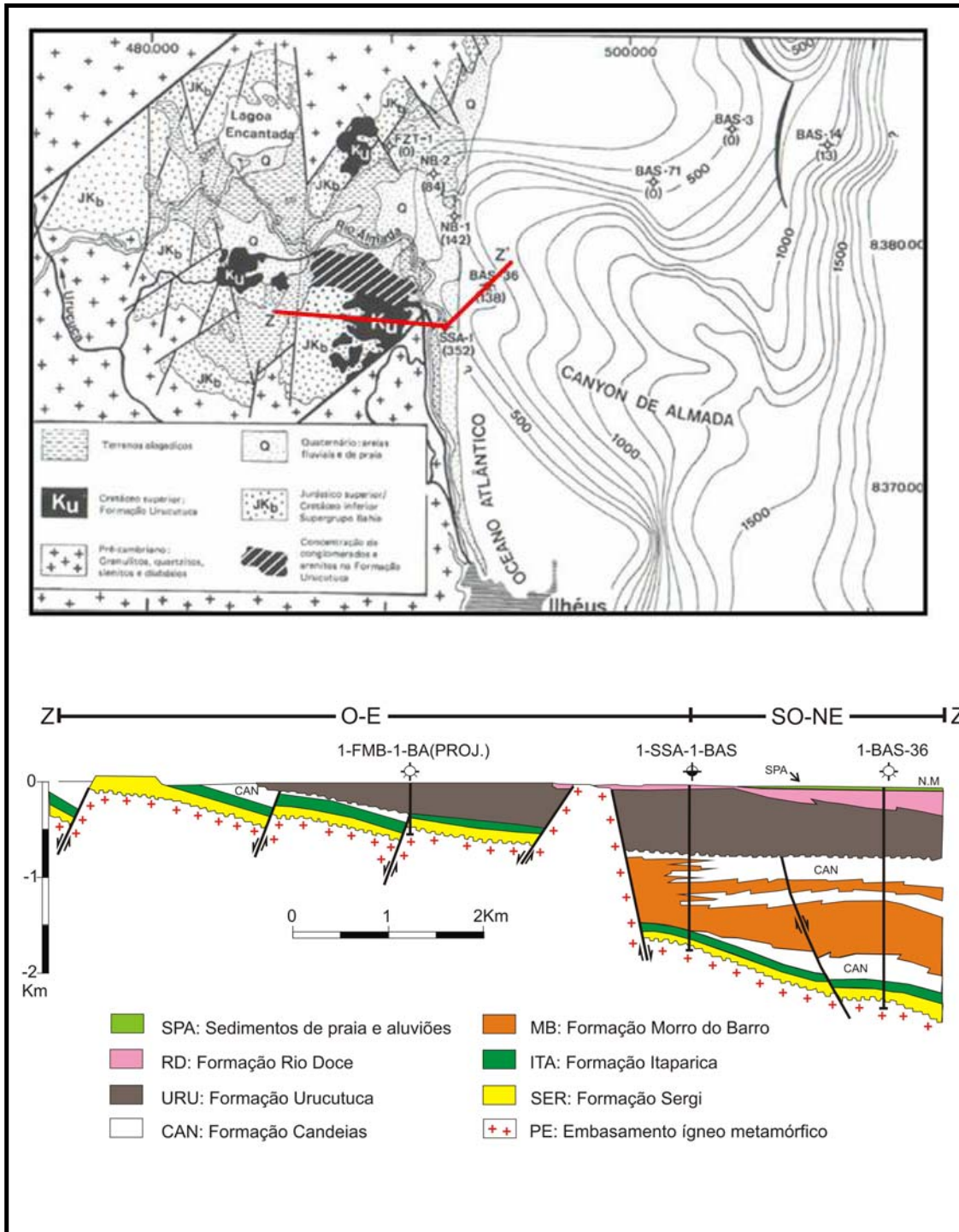


Figura 130- Primeira calha deposicional : “Sub bacia de Almada Terra”.

Fonte: BRUHN e MORAES, 1989; CARVALHO, 1965.

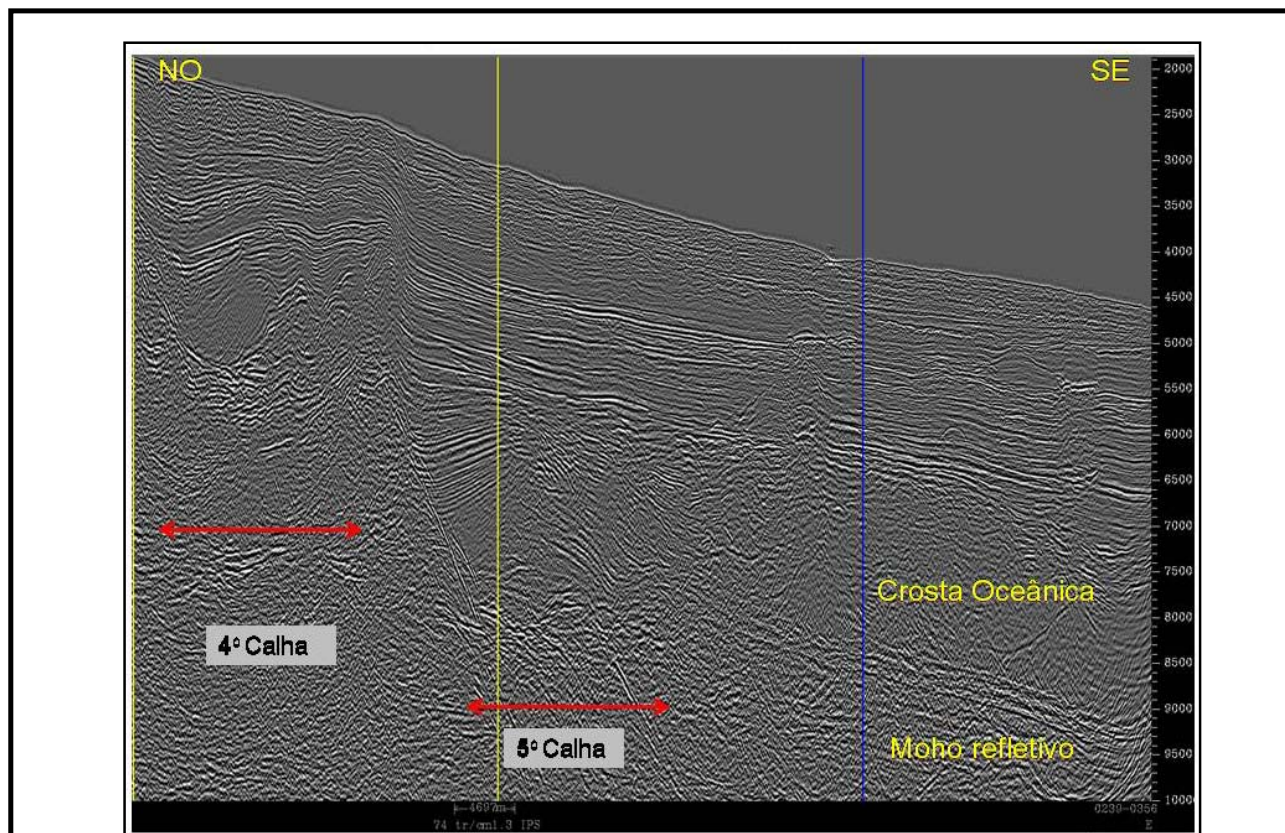


Figura 131- Seção XS-2, exemplo das 4º e 5º calhas deposicionais.

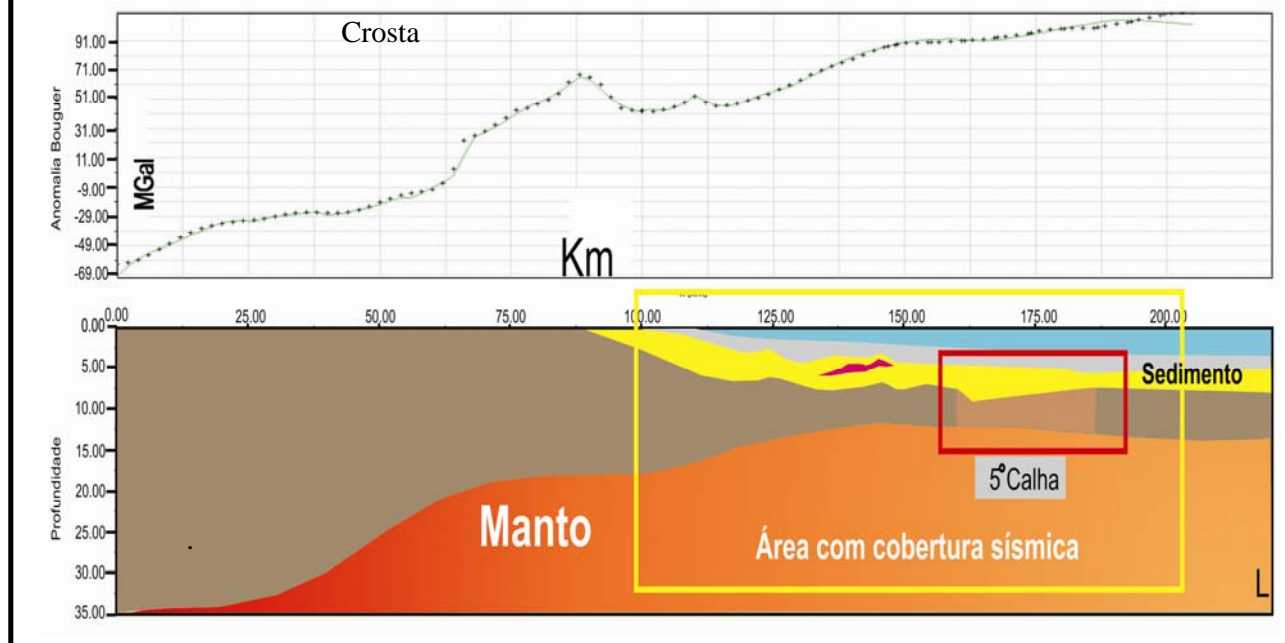


Figura 132- Modelagem gravimétrica da XS-2. Exemplos das 4º e 5º Calha deposicionais.

5.2.5 Limite crosta continental – crosta oceânica (COB)

O COB é definido como o limite entre a crosta continental e a crosta oceânica em margens passivas divergentes. A sua determinação possui importância crítica na definição dos limites das placas nos modelos de reconstrução paleogeográfica, e este limite também apresenta importância na exploração de hidrocarbonetos, especialmente na modelagem do fluxo térmico, maturação da rocha geradora e qualidade dos reservatórios numa bacia sedimentar. A definição do COB resulta crítica na avaliação exploratória de uma bacia, onde geralmente, os depósitos de hidrocarbonetos estão associados à crosta continental. O fluxo térmico esperado na crosta oceânica, por sua vez, é também mais baixo que o observado na crosta continental, podendo isto afetar a maturidade das rochas geradoras (PAWLOSWSKI, 2008).

A determinação da posição do COB é altamente especulativa em margens divergentes, e na literatura geológica tem sido apresentadas a utilização de diferentes técnicas para o seu posicionamento, como por exemplo :

- **Gravimetria:** o uso deste método se baseia na análise do gradiente do dado gravimétrico. Espera-se que a resposta gravimétrica na crosta oceânica seja mais homogênea, enquanto a crosta continental seria mais heterogênea. É freqüente a utilização de dado gravimétrico de satélite, e sobre este se aplicam técnicas de inversão ou atributos, principalmente no domínio da freqüência, como por exemplo, gradientes horizontais e realce do dado gravimétrico (APENDICE-A).
- **Anomalias magnéticas:** as áreas tipicamente oceânicas amostram padrões de lineamentos magnéticos devido a uma alternância periódica do campo magnético, enquanto a crosta continental, em geral é tipicamente desprovida destes lineamentos magnéticos. As anomalias magnéticas podem ser mais bem caracterizadas no Atlântico Norte que no Atlântico Sul, devido ao fato de que a crosta oceânica primitiva do Atlântico Sul foi gerada durante uma supercrons de polaridade normal durante o Cretáceo (entre os 118 e 84 M.a.), que é a idade da primeira anomalia magnética reconhecida, identificada como M-34. Nesse intervalo de tempo não aconteceram reversões do campo magnético e esta crosta oceânica primitiva se manifesta como um período magneticamente “quieto”.
- **Sísmica de refração:** possibilita medir as variações do campo da velocidade da onda “P” que aumenta da crosta continental para a crosta oceânica.

- **Sísmica de reflexão:** permite às vezes, distinguir a fácies sísmica característica da crosta oceânica. Em margens passivas de tipo vulcânicas é freqüente a presença dos “seaward dipping reflectors” (SRDs). Os SDRs são interpretados como derrames subaéreos de basalto, geralmente localizados na direção dos continentes e próximos da anomalia magnética mais antiga, o vulcanismo dos SDRs será tratado em detalhe no Capítulo 5 (MOHRIAK et al., 2002). O COB é freqüentemente posicionado na borda dos SDRs.
- **Bacia do sal:** nas bacias da margem leste do Brasil, o COB tem sido descrito geograficamente próximo do limite leste dos depósitos evaporíticos do Aptiano (MOHRIAK, 2003)

Na literatura geológica existem diversas propostas para o posicionamento do COB na Bacia de Almada, sendo todas elas obtidas a partir da análise gravimétrica satelital. A Figura 133 mostra o mapa da anomalia Bouguer calculado a partir do dado do satélite GEOSAT e algumas das propostas de posicionamento do COB. Estas propostas são:

- Linha “A” : projeto SAMBA-GETECH.
- Linha “B” : projeto Earth Moves.
- Linha “C” : Perez (2004).
- Linha “D” : ANP (2003).

No controle de qualidade destas propostas foi feita uma comparação com as linhas sísmicas disponíveis do LEPLAC, ANP e PGS (Figuras 133 e 134). Nas Linhas Leplac 03 e nas seções compostas de: Leplac 04/XS-1, e 239-0356/XS-2 (Figura 134), a proposta da Earth Moves, concorda nos pontos checados com controle sísmico (pontos amarelos do mapa da Figura 133).

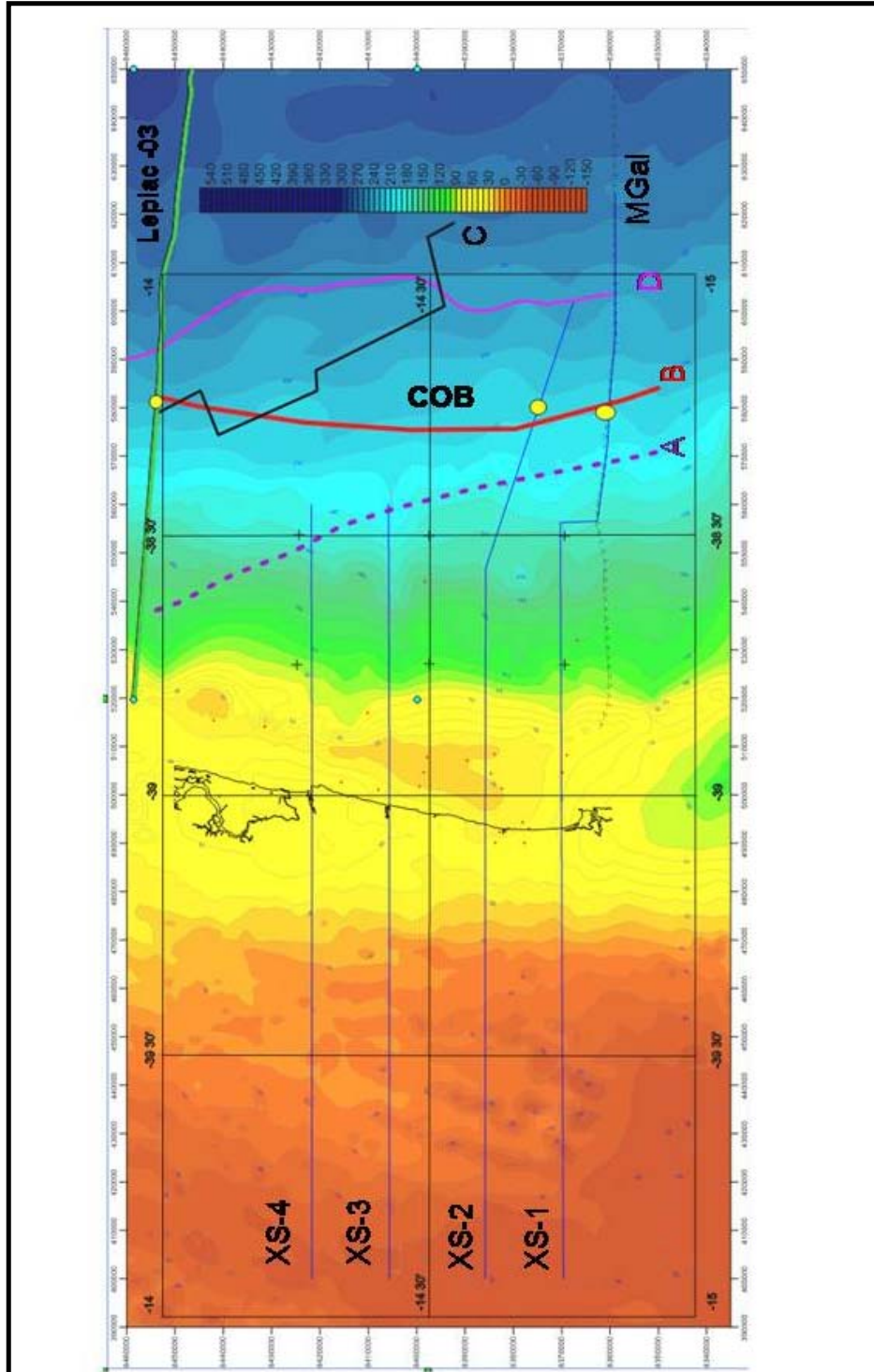


Figura 133- Limites “crosta continental – crosta - oceânica” (COB) e mapa da anomalia de Bouguer do satélite GEOSAT.

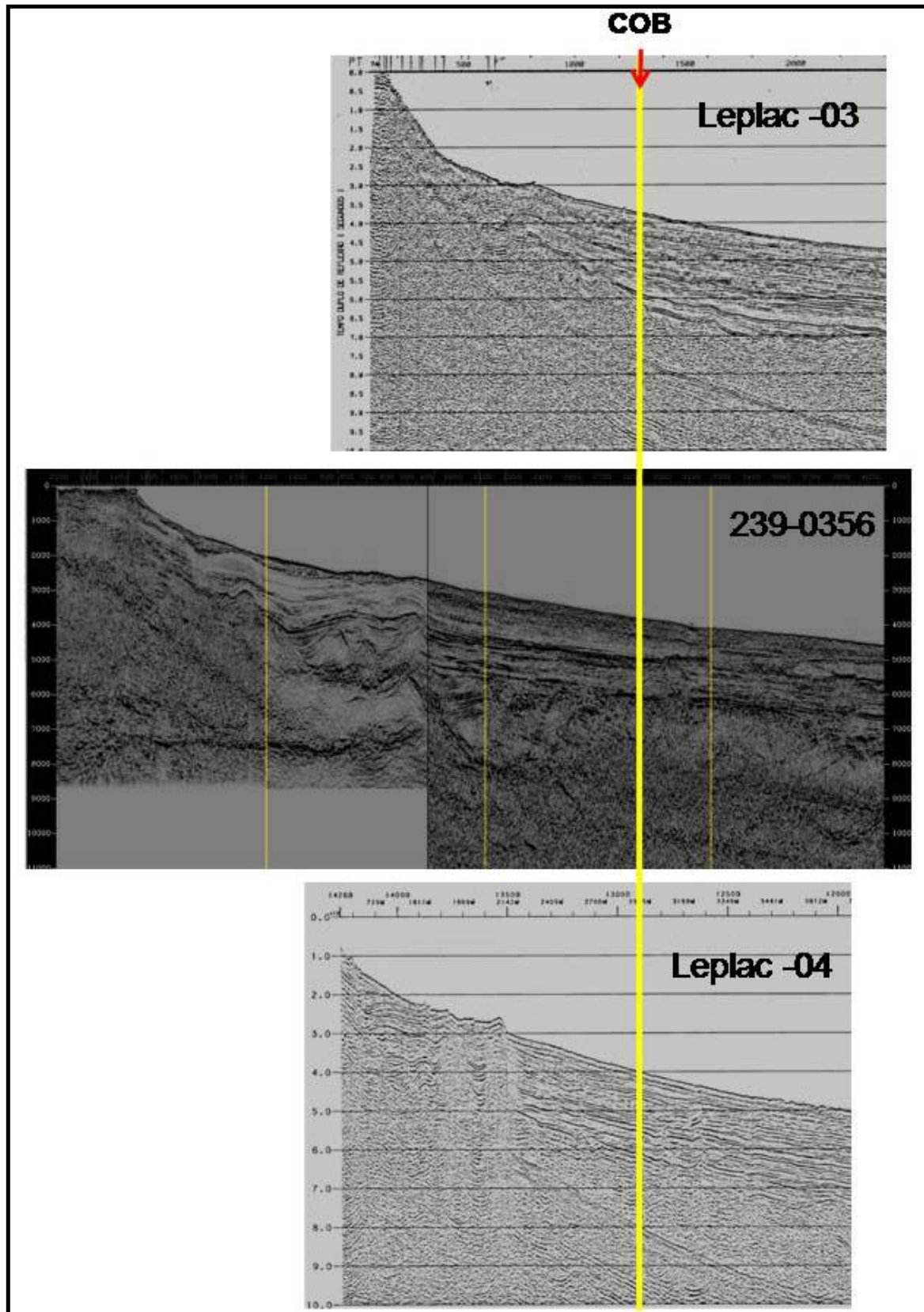


Figura 134- Possíveis posicionamentos do COB.

5.2.6 Estruturação do Embasamento Oceânico.

Na crosta oceânica (CO), se espera uma gênese magmática relacionada a processos de espalhamento da dorsal meso – oceânica e, localmente, Ilhas vulcânicas que tem sido vinculadas a *hotspots* ou a processos tectônicos intraplaca (CONDIE, 2003; FAIRHEAD e WILSON, 2005; MORGAN, 1971). Tal como foi mencionado no Capítulo 2, a CO associada a centros de espalhamento lentos e superlentos (como acontece no Oceano Atlântico) é mais heterogênea quando comparado com as CO de centros de espalhamento rápido (Figuras 27 e 28). A CO típica apresenta fácies sísmicas “maciças” (*reflection free*), com difrações hiperbólicas no topo do embasamento o que dá um aspecto rugoso. As espessuras sísmicas são na ordem de 1 a 2 seg. (TWT), que correspondem a uns 7 Km aproximadamente. (MOHRIAK et al., 2002). Nas Figuras 131 e 134, podem observar-se exemplos destas texturas.

Na Região Nordeste brasileira se destacam vários lineamentos E-W e NW–SE ao longo das bacias da Bahia, Sergipe, Alagoas e Pernambuco–Paraíba. Essas feições estão associadas a montes submarinos e cones vulcânicos do Cretáceo Superior (CHERKIS et al., 1992). Nesta mesma área destacam-se também a ocorrência das zonas de fraturas e os lineamentos de Bode Verde e Ascensão (MELLO e PALMA, 2001). Os Montes Submarinos da Bahia são constituídos aproximadamente por 40 elevações, com 1000 a 1700 metros de altura, que estão distantes uns 440 km do continente, cobrindo uma área de aproximadamente 125000 km² (Figuras 135 e 136). Apresentam similar aparência, embora mais extensos, que os montes submarinos da Nova Inglaterra, no Atlântico Norte (CHERKIS et al., 1988). Os Montes Submarinos da Bahia consistem de três sub-cadeias, das quais, duas são paralelas e lineares. Idades radiométricas (⁴⁰Ar/³⁹Ar) foram obtidas de amostras dragadas de dois dos montes submarinos com valores entre 78. e 62 ± 4 M.a. Estas idades, do Cretáceo Superior, também foram corroboradas por estudos de paleomagnéticos e são ligeiramente mais novos que as crostas oceânicas que as suportam (BRYAN e CHERKIS, 1995; CHERKIS et al., 1992). Estas feições possuem expressão gravimétrica (Figura 135), batimétrica (Figura 136), sísmica e magnetométrica (Figuras 137 a 142). As cadeias dos montes submarinos estão completamente separadas por espessos depósitos sedimentares, levemente perturbados, o que indicaria longos períodos de estabilidade tectônica, como pode ser observado nas linhas sísmicas do projeto Leplac, da Marinha do Brasil (Figuras 137 a 141). Os cones se apresentam nos formatos de vulcões arredondados, *guyots* de topo plano com tamanhos pequenos a médios, e picos alongados. A maioria dos cones parece ter sido alterado ou

erodido por correntes submarinhas ou episódios pós-vulcânicos. Amostras dragadas de todos os montes submarinos apresentam associações de minerais que indicam atividade hidrotermal de baixa temperatura (CHERKIS et al., 1988).

As idades radiométricas e as características de polaridade magnética foram utilizadas por Bryan e Cherkis (1995), para testar no grupo de montes submarinos um modelo de formação vinculado a um *hotspot*. Estes autores concluíram que os montes submarinos setentrionais e centrais, podem ter sido formados por um único *hotspot*, enquanto que a cadeia de montes austral requereria de um segundo *hotspot*, separado aproximadamente uns 150 a 200 km. Os pólos paleomagnéticos projetam uma suave curva desde o pólo do Cretáceo Superior até um pólo indistinguível, que tem sido estimado de idade Eoceno Inferior (BRYAN e CHERKIS, 1995).

A hipótese de geração dos cones vulcânicos, vinculado a *hotspot*, tem sido contestada por vários pesquisadores. Autores como Fairhead e Wilson (2005), postulam que não é necessária a presença de um *hotspot* ou pluma para gerar estes alinhamentos vulcânicos. Baseados em estudos gravimétricos de satélite (SANDWELL e SMITH, 1997), Fairhead e Wilson (*op. cit.*) propõem uma gênese, para a maioria dos cones vulcânicos do Atlântico sul, vinculada a processos tectono-magmáticos de intraplaca, originados a partir das liberações periódicas dos esforços dos centros de espalhamento durante a evolução das placas oceânicas.

Na Figura 135, pode observar-se as manifestações gravimétricas dos montes submarinos do litoral da Bahia e outros eventos vulcânicos do litoral Nordeste. Neste mapa aplicou-se a transformação de derivada horizontal total (“*Total horizontal derivative*”, THD) sobre o dado gravimétrico (*Free Air*) de satélite (SANDWELL e SMITH, 1997). Esta transformação é baseada na combinação de derivadas em direções ortogonais (APENDICE-A) e realça os limites dos corpos que produzem a anomalia gravimétrica. Nesta figura observa-se ao sul, a resposta do complexo vulcânico de Abrolhos e o banco de *Royal Charlotte*, e ao norte, os Montes Submarinos da Bahia e Pernambuco. Na Figura 136 se apresentam as mesmas feições no mapa batimétrico de satélite. Este vulcanismo é claramente imageado nas linhas 01 a 05 do Projeto Leplac, da Marinha, nas Bacias de Jacuípe, Camamu, Almada e Jequitinhonha (Figuras 137 a 141). A expressão sísmica da crosta oceânica típica pode observar-se nas linhas 04 e 05 (Figuras 140 e 141), localizadas nas Bacias de Almada e Jequitinhonha respectivamente. Enquanto nas Linhas 01, 02 e 03 (Figuras 137 a 139), levantadas nas Bacias de Camamu e Jacuípe, a CO encontra-se interrompida, pelos cones vulcânicos, como se vê ao leste das linhas sísmicas. A Figura 142 mostra um mapa magnético

de satélite (*modelo EMAG2 : Earth Magnetic Anomaly Grid*) compilado por Maus et al., 2009, onde observar-se a interseção das linhas Leplac 01, 02 e 03, com presença de vulcânicas, com os valores das amplitudes fortemente negativos da magnetometria (representado nas cores vermelho). Já as linhas 04 e 05 ao sul, sem vulcânicas, plotam na área dos valores próximos a zero ou positivos.

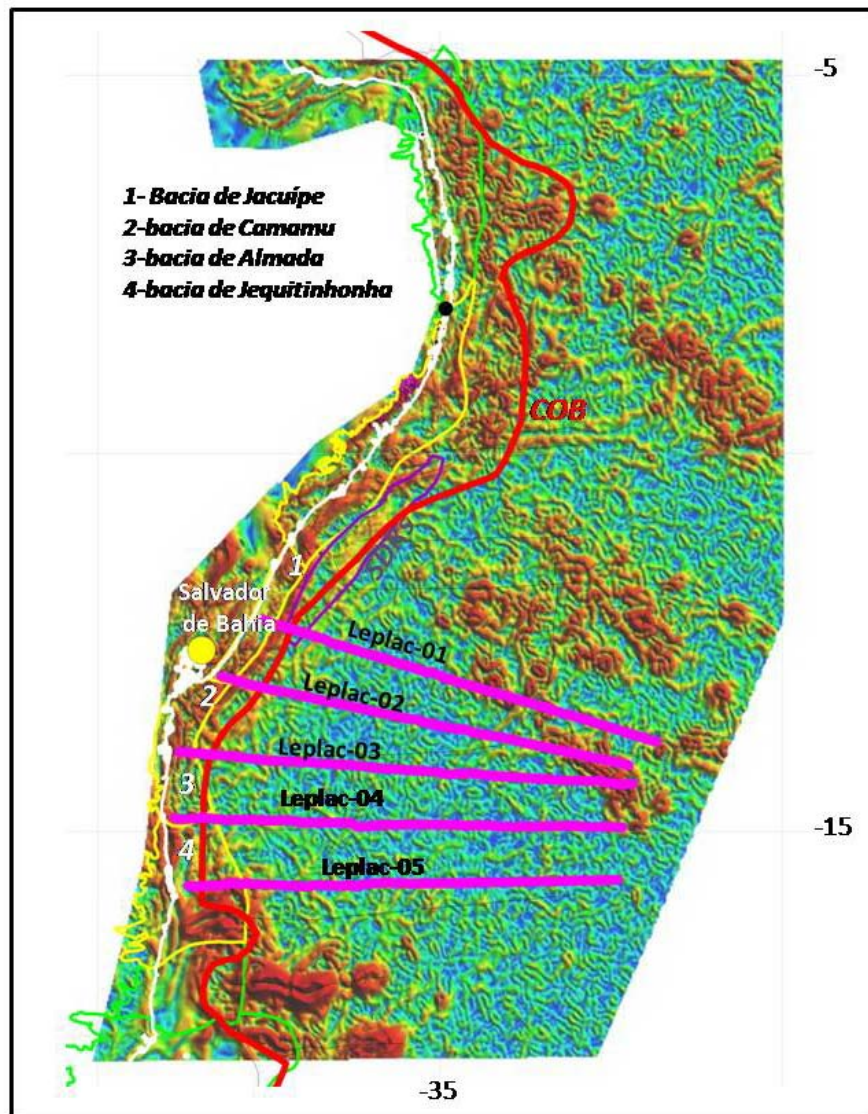


Figura 135. Mapa gravimétrico (THD) e posicionamento das linhas sísmicas do Projeto “Leplac”. A linha amarela representa o limite das bacias e a vermelha é a passagem entre crosta continental e oceânica.

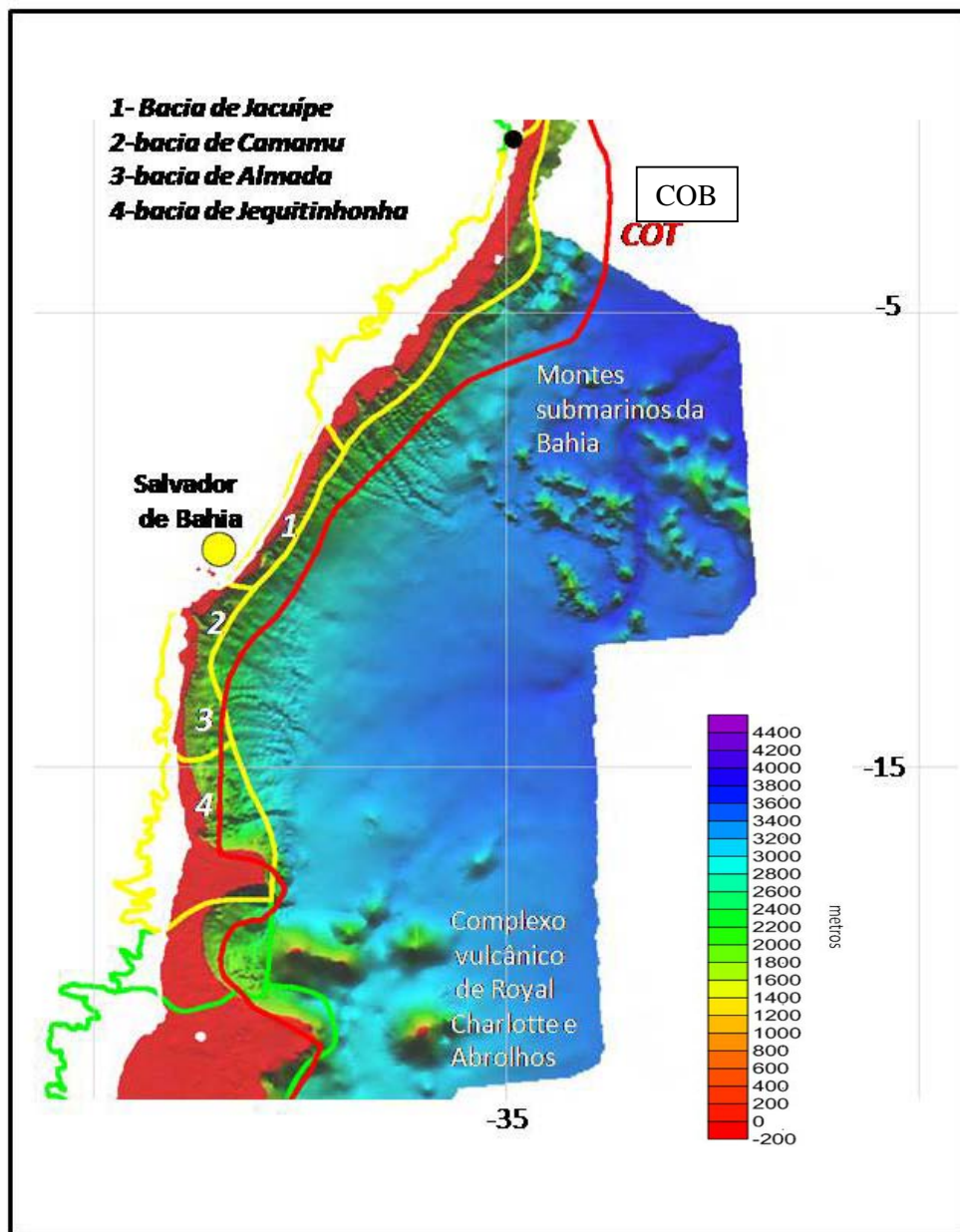


Figura 136- Mapa batimétrico (GEOSAT). A linha amarela representa o limite das bacias e a vermelha é a passagem entre crosta continental e oceânica.

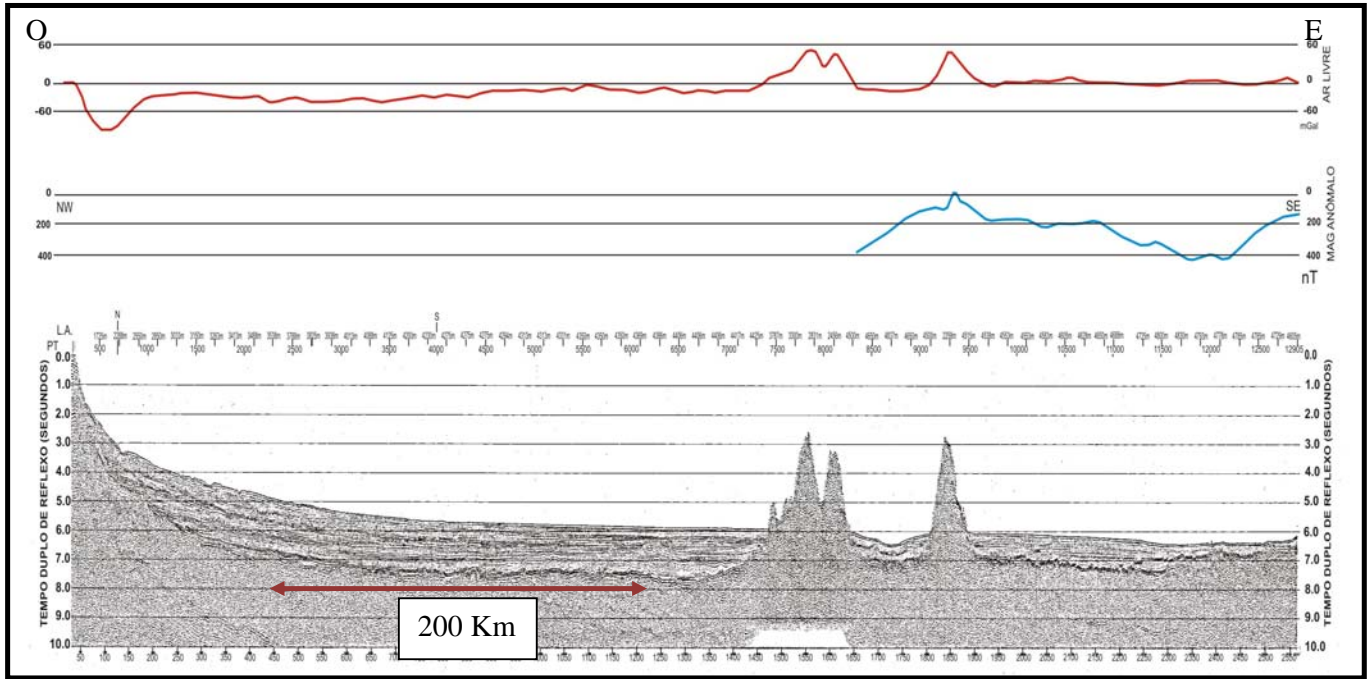


Figura 137- Linha Leplac 01, Bacia de Jacuípe.

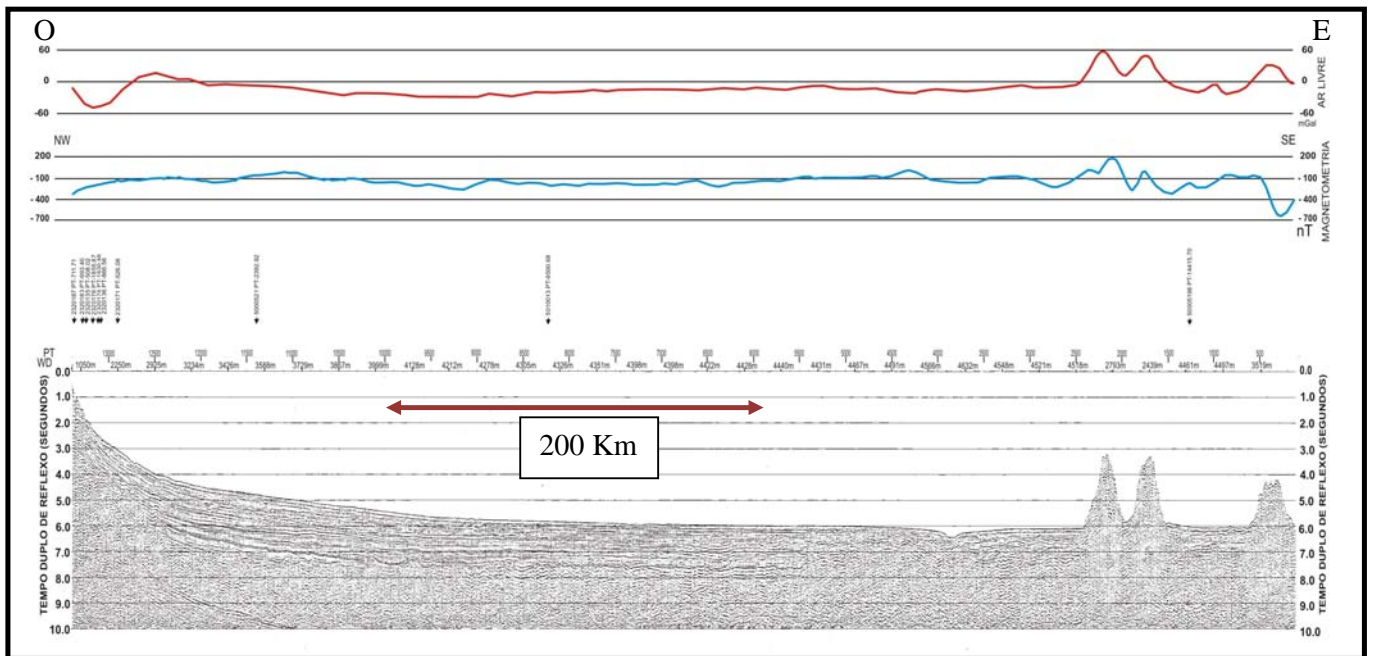


Figura 138- Linha Leplac 02, Bacia de Jacuípe.

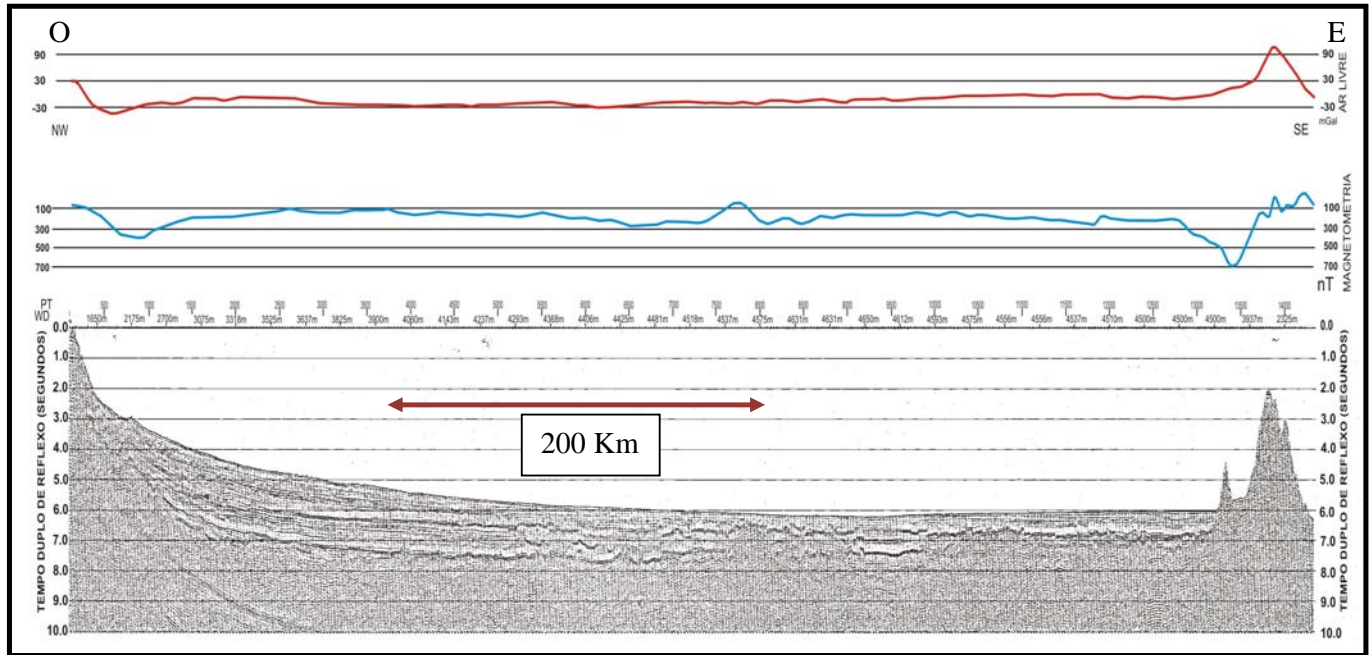


Figura 139- Linha Leplac 03, Bacía de Camamu.

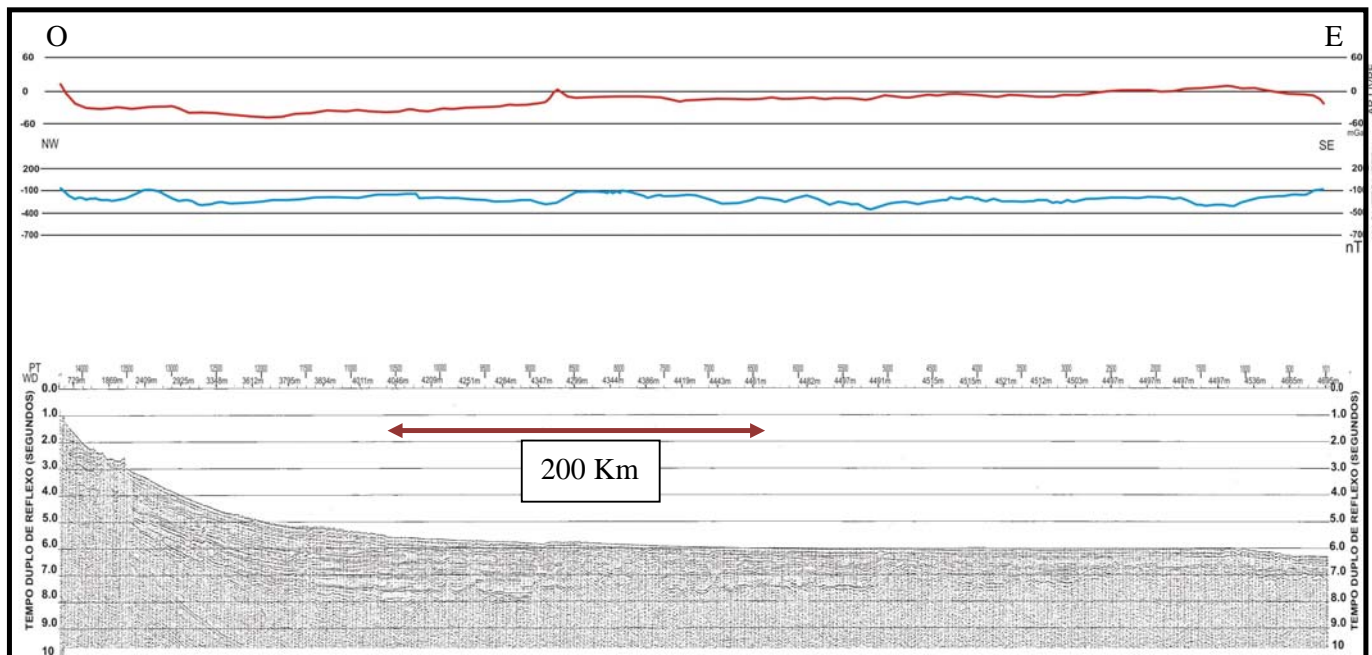


Figura 140- Linha Leplac 04, Bacía de Almada.

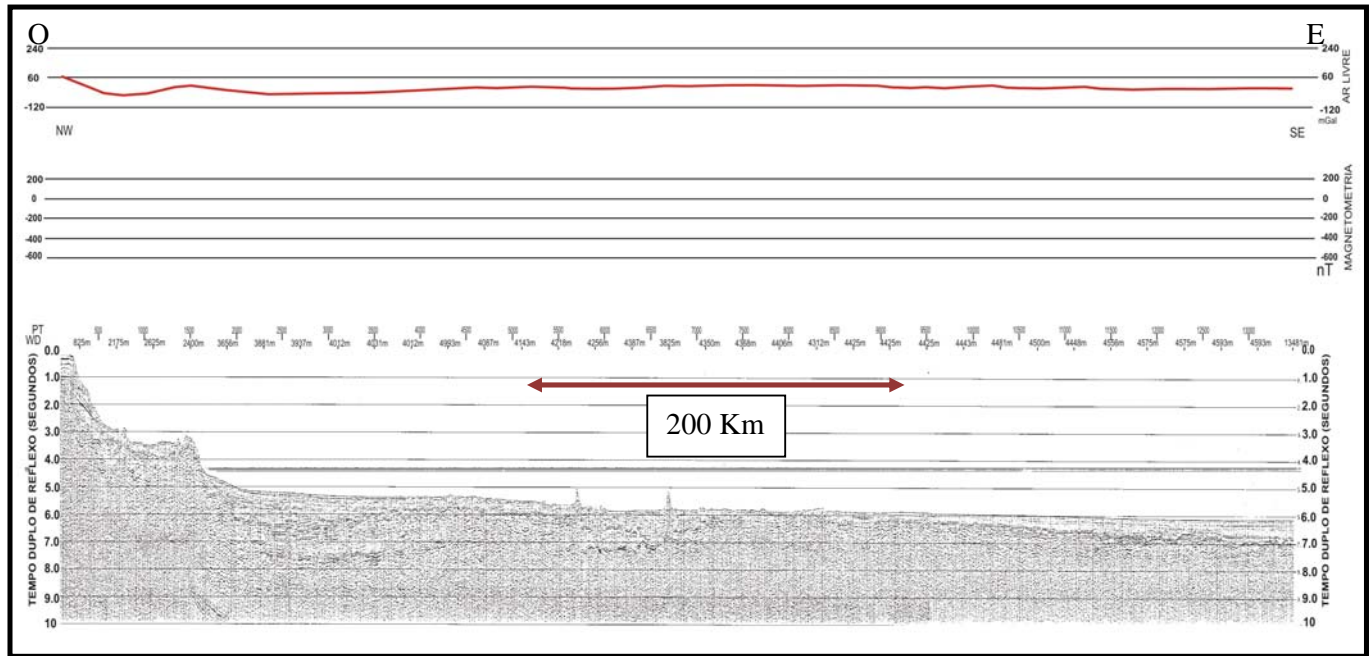


Figura 141- Linha Leplac 05, Bacia de Jequitinhonha.

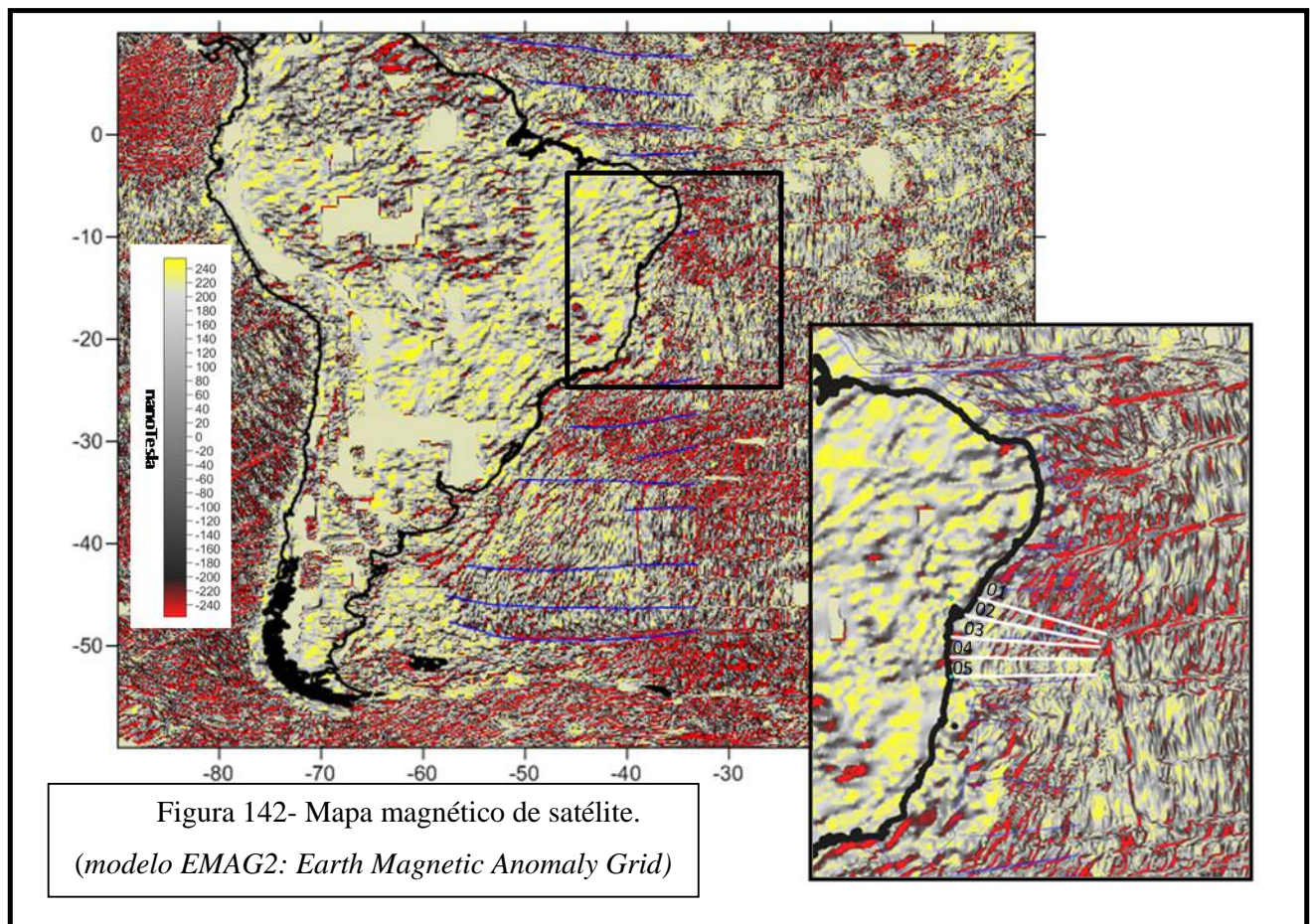


Figura 142- Mapa magnético de satélite.
(modelo EMAG2: Earth Magnetic Anomaly Grid)

5.3 A seção sedimentar da Bacia de Almada

5.3.1 Introdução:

A análise da seção sedimentar (pré-, sin- e pós-rifte) da Bacia de Almada teve por objetivo entender sua estruturação e estimar a distribuição das propriedades de densidades e velocidades das diferentes camadas, permitindo gerar as seções geológicas estratigráficas e estruturais que serão utilizados na modelagem gravimétrica. Não é o objetivo do presente estudo, realizar uma análise detalhada da arquitetura e dos processos sedimentares que ocorreram na bacia. Recentemente, estes aspectos tem sido profundamente tratados, tanto nas seções do pré- e do sin-rifte (KUCHLE, 2004) quanto nas do pós-rifte (KHUN, 2005).

Para o estudo da seção estratigráfica regional, contou-se com a totalidade dos poços perfurados até a presente data na bacia, mas de acordo com o regulamento da ANP, que restringe a disponibilidade de dados públicos para trabalhos acadêmicos, serão mostrados apenas 10 poços exploratórios. Os poços: 1-BAS-3; 1-BAS-19; 1-BAS-62; 1-BAS-67; 1-BAS-71, 1-BAS-83; 1-BAS-88; 1-BAS-102; 1-BAS-118 e 1-BAS-126, foram escolhidos por serem representativos das variações litoestratigráficas que apresentam-se no registro sedimentar da bacia. Na Figura 143, observa-se a distribuição dos poços perfurados, a disponibilidade de dado de *check shot* – VSP, e as penetrações que atingiram o embasamento cristalino (EC). Nesta mesma figura, encontram-se indicados os poços selecionados e as seções estratigráficas gerados com os dados geológicos e geofísicos dos poços (Figuras 144 a 146).

Na análise estratigráfica consideraram-se as principais divisões clássicas do registro sedimentar de acordo com a informação paleontológica, separando a estratigrafia nas seguintes fases:

- Pré-rifte (SpreR),
- Sin-rifte:
 - Seqüência do rifte (SR).
 - Seqüência clástica do rifte Aptiano (SR-Aptiano).
- Pós-rifte: Seqüência evaporítica (transicional) do pós- rifte Aptiano (SposR).

- Drifte:
 - Sequência carbonática Albiana (SD-A).
 - Supersequência marinha do drifte (SD-U).

No registro sísmico foram interpretados e mapeados em tempo e convertidos para profundidade, os refletores correspondentes ao: o fundo de mar; a base da Fm. Urucutuca (Supersequência marinha do drifte); o topo e a base do sal (Sequência evaporítica do pós- rifte Aptiano); o topo de rifte, o topo do pré-rifte e o topo do Embasamento Cristalino (Figura 147). A amarração entre as informações de poço e a sísmica, tal como foi descrito no APENDICE-B, foi efetuada mediante o uso de perfis de velocidade (*check shot* e VSP), mediante a geração de sismogramas sintéticos a partir do perfil sônico.

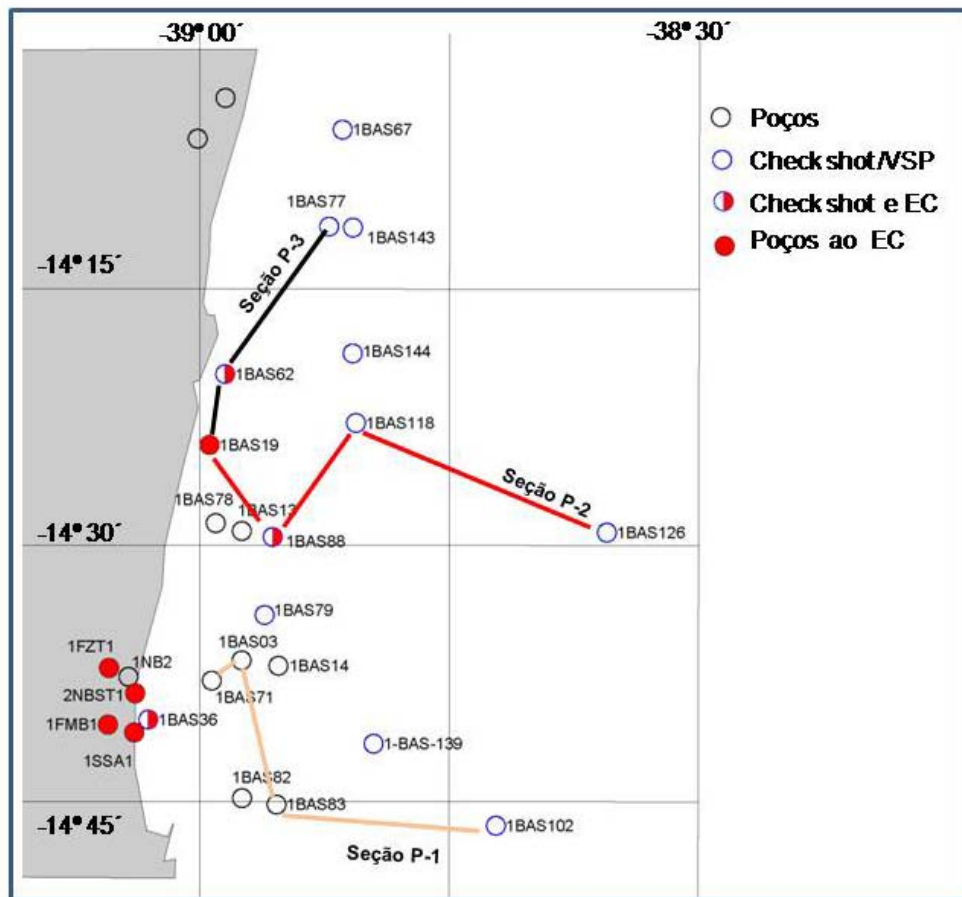


Figura 143- Base de dados de poço.

5.3.2 Análise estratigráfica e estrutural.

5.3.2.1 A seqüência do pré-rifte.

Regionalmente, nas bacias de Recôncavo, Camamu e Almada, a fase pré-rifte engloba as seqüências Paleozóicas (Eopermianas) e do Jurássico – Cretáceo Inferior (andar Dom João), depositadas num ambiente de sinéclise continental. Uma das diferenças, já mencionada no Capítulo 1, entre as bacias vizinhas de Almada e Camamu, é a notável ausência na Bacia de Almada das seqüências Paleozóicas (Grupo Afligidos) e da Formação Aliança (do Grupo Brotas). As seqüências jurássicas – cretáceas, denominadas de Superseqüência “A” (Figura 147; KUCHLE, 2004) estão compostas, litoestratigraficamente, pelas formações Sergi e Itaípe. A Fm. Sergi, na base da seqüência, está representada por espessos pacotes de arenitos relacionados a ambientes fluvio – eólico – deltáicos. No topo, encontram-se os folhelhos regionais da Fm. Itaípe, interpretados como resultantes de inundações lacustres (GONTIJO et al., 2007; KUCHLE, 2004; NETTO et al., 1994).

Na área de pesquisa, de acordo com as interpretações de poços e sísmica feitas no presente estudo, se observa que esta seqüência ocorre em forma continua e com geometria tabular. As espessuras médias reconhecidas na sísmica são da ordem dos 700 metros, chegando até valores máximos de 1700 metros. Esta unidade encontra-se intensamente afetada pela tectônica da fase rifte, com falhamentos de tipo normal e geração de sistemas de *horst* e *grabens* (Figuras 148 A e B). Dos poços perfurados na bacia, 11 penetraram, total ou parcialmente, esta unidade estratigráfica. Estes poços estão localizados principalmente em águas rasas e registraram espessuras de 133 a 846 metros, variações de densidades entre 2.31 a 2.56 g/cm³ e velocidades entre os 2900 aos 4380 m/s (Figura 198 e Tabela 4 do APENDICE-C).

5.3.2.2 As seqüências do sin-rifte e pós-rifte.

Denominada de Seqüência “B” (Figura 147), corresponde a uma seqüência de segunda ordem, sendo reconhecidas 4 seqüências de terceira ordem chamadas de B1, B2, B3 e B4 (KUCHLE, 2004).

A seqüência B1 compreende litoestratigraficamente a Fm. Morro de Barro, de idade Neocomiana (andar Rio da Serra), que apresenta uma discordância erosiva na base o no topo. Esta seqüência é litologicamente formada, em sua maior parte, por folhelhos e, subordinadamente, por arenitos e margas. Esta seqüência inicia a fase do rifte, onde os depósitos passam a estar fortemente controlados pelas variações do nível de base do lago e pelas mudanças tectônicas. Os espessos pacotes de folhelhos estariam vinculados a um sistema lacustrino profundo, já as intercalações de arenitos estariam relacionadas uma margem do lago e a depósitos fluviais (KUCHLE, 2004).

As seqüências B2 e B3 se correspondem com as porções basais da Fm. Rio de Contas (de idade Aratú) e com o topo da mesma (andares Buracica e Jiquiá). Estão compostas por intercalações e arenitos (na base) e folhelhos (principalmente no topo). Estas unidades têm sido interpretadas como um sistema deposicional de margem lacustre (KUCHLE, 2004).

A próxima unidade sedimentar corresponde a Fm. Taipus Mirim de idade Aptiana (andar Alagoas). A interpretação desta unidade tem sofrido várias mudanças segundo os diferentes autores que trabalharam na definição da estratigrafia da área. Para Netto et al. (1994) os depósitos da Fm Taipus Mirim estariam associados a um período “transicional”, vinculados a um ambiente de mar restrito com depósitos que evoluem de fácies clásticas na base até depósitos evaporíticos no topo. Posteriormente, Kuchle (2004), a denomina de seqüência B4, abrangendo a totalidade da formação e posicionando-a como parte do processo do rifte. Mas recentemente, Gontijo *et al.* (2007), subdividem a seqüência, colocando os depósitos evaporíticos da Fm. Taipus Mirim numa sub-seqüência separada, vinculada aos processos do pós-rifte, e as fácies clásticas continuariam relacionadas ao intervalo do sin-rifte.

Na análise sísmica e de dados de poços, do presente estudo, se observa nesta fase do rifte as máximas espessuras sedimentares, alcançando valores de até 4000 metros na sísmica. Os poços que a atingiram, total ou parcialmente, apresentam espessuras variáveis que vão desde os 160 até os 2800 metros. A estruturação desta unidade é também intensa e de tipo *thick skinned*, envolvendo o embasamento. Observam-se grandes reativações dos sistemas de falhas do embasamento, geração de falhas lítricas e o desenvolvimento das características cunhas de crescimento do sin-rifte. O estilo geral de deformação continua sendo de tipo *horst, grabens* e *hemigrabens* (Figuras 149 A e B). O range de velocidades e densidades estão na ordem dos 2350

a 4150 m/s e 2.21 a 2.52 g/cm³ respectivamente ((Figura 198 e Tabela 4 do APENDICE-C). O mapa de espessura desta seção (Figura 149 B) manifesta as calhas deposicionais já discutidas.

A camada do sal (Aptiano Superior) se desenvolveu principalmente no leste da Bacia de Almada (na calha 5^o), com geometrias de almofadas e diápiros autóctones, chegando a apresentar espessuras de até 2500 metros na sísmica (Figura 150). Esta camada evaporítica foi amostrada parcialmente pelo poço 1-BAS-126, na cresta de um diápiro, e pelo poço 1-BAS-102, em finas camadas na borda dos depósitos de sal (Figuras 144 e 145). Os valores médios de velocidade e densidade, registrados nos 230 metros de espessura atravessada do poço 1-BAS-126, são de 4400 m/s e de 2.03 g/cm³ (Figura 198 e Tabela 4 do APENDICE-C).

5.3.2.3 Seqüências do drifte.

As seqüências do drifte (GONTIJO et al., 2007), também chamadas de pós-rifte ou margem passiva (KUCHLE, 2004; NETTO et al., 1994), compreendem os depósitos marinhos das Formações Algodões e o Grupo Espírito Santo, (Seqüências “C” e “D” ; KUCHLE, 2004). Litoestratigraficamente a Fm. Algodões, de idade Albiana a Turoniana, está formada por depósitos carbonáticos que variam de calciruditos a calcarenitos, com intercalações de arenitos e folhelhos, em posições mais proximais. Estes depósitos, baseados na análise bioestratigráfica, têm sido interpretados como de ambiente marinho nerítico em plataforma carbonática (NETTO et al., 1994). Na Bacia de Almada, estes depósitos carbonáticos estão separados da seqüência anterior por uma discordância erosiva. A forte erosão do topo da seqüência (discordância “pré Urucutuca”) chega até a erodir as seqüências do rifte (seqüências B4, B3 e B2) na parte oeste da bacia, como pode observar-se no mapa de espessura interpretado a partir do dado sísmico da Figura 152.

Estruturalmente esta unidade está muito afetada pela tectônica halocinética, que se manifestam principalmente nos diápiros de sal do leste da bacia, observáveis no mapa estrutural, com base na interpretação feita na sísmica 3D deste trabalho, da Figura 5.49. As espessuras observadas na sísmica alcançam valores de até 800 metros; já nos poços, o valor varia desde os 53 aos 432 metros (Figura 5.51). Nas perfurações, os valores de densidades e velocidades variam dos 2.19 a 2.48 g/cm³ e de 2540 a 3960 m/s, respectivamente (Figura 198 e Tabela 4 do APENDICE-C).

A última das unidades estratigráficas da bacia, denominada de seqüência “D” (KUCHLE, 2004, Figura 147), corresponde aos depósitos marinhos do Grupo Espírito Santo. Estes depósitos apresentam idades que vão do Cretáceo Superior até o recente, compreendendo as formações Urucutuca, Rio Doce e Caravelas. Litoestratigraficamente estão formados por pelitos, arenitos e carbonatos, que começaram num sistema transgressivo, do Cenomaniano ao Maastritchiano, evoluindo posteriormente para um sistema regressivo, desde o Paleoceno ao recente (CHANG et al., 1992).

O contato inferior é erosivo e está marcado pela forte discordância regional “pré Urucutuca” (Figura 151). O topo da unidade é o fundo do mar (Figura 154), e localmente observa-se também forte discordância angular, geralmente associada a halocinese. Os ambientes sedimentares são de tipo nerítico, batial e abissal. Como pode observar-se nos mapas da interpretação sísmica 3D, apresentados na Figura 5.51, esta unidade encontra-se fortemente afetada pelas tectônicas gravitacionais, seja por movimentações de folhelhos ou pela movimentação do sal. A espessura desta seqüência varia dos 230 aos 1700 metros nas perfurações, enquanto na sísmica, tem-se estimado espessuras de até 3400 metros (Figura 153). Os valores de densidade e velocidades, nos poços, variam dos 2.15 a 2.29 g/cm³ e dos 2150 aos 2900 m/s (Figura198 e Tabela 4 do APENDICE-C).

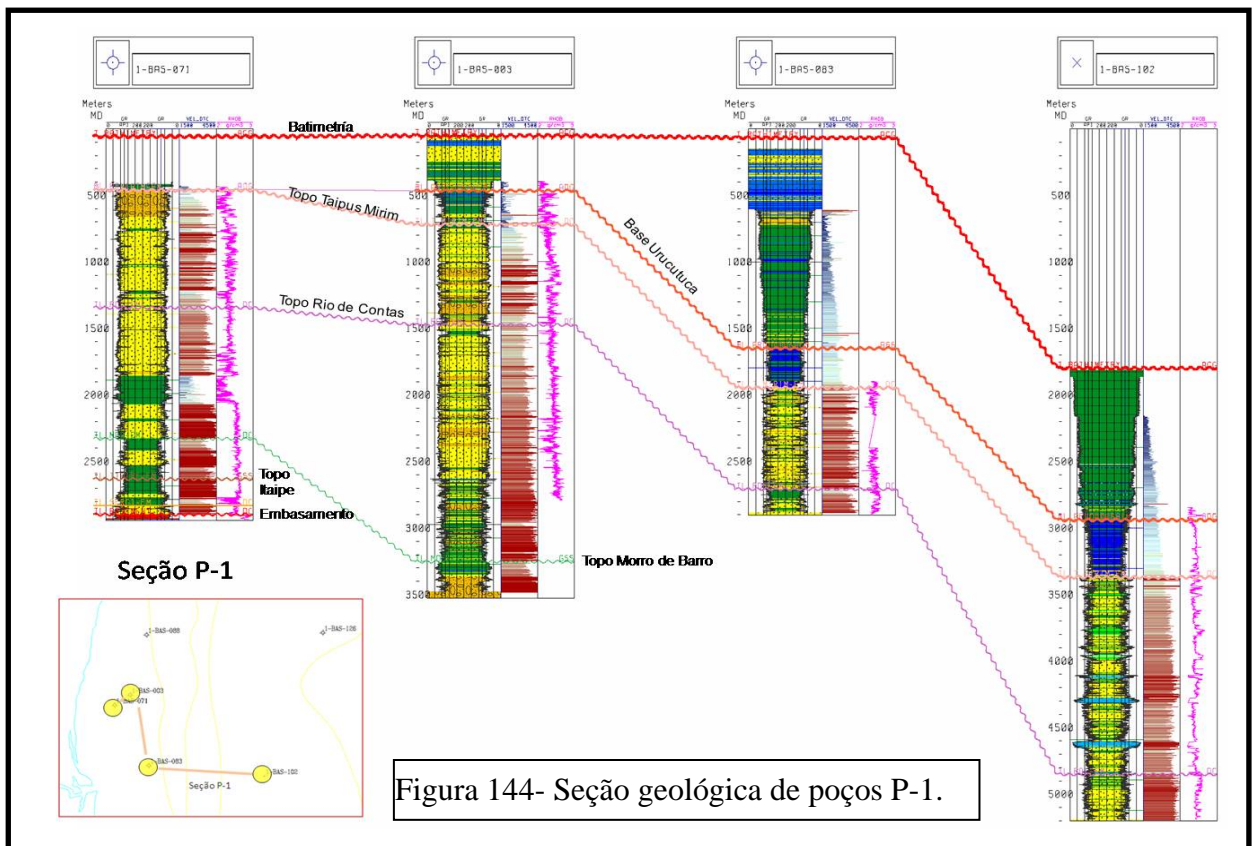
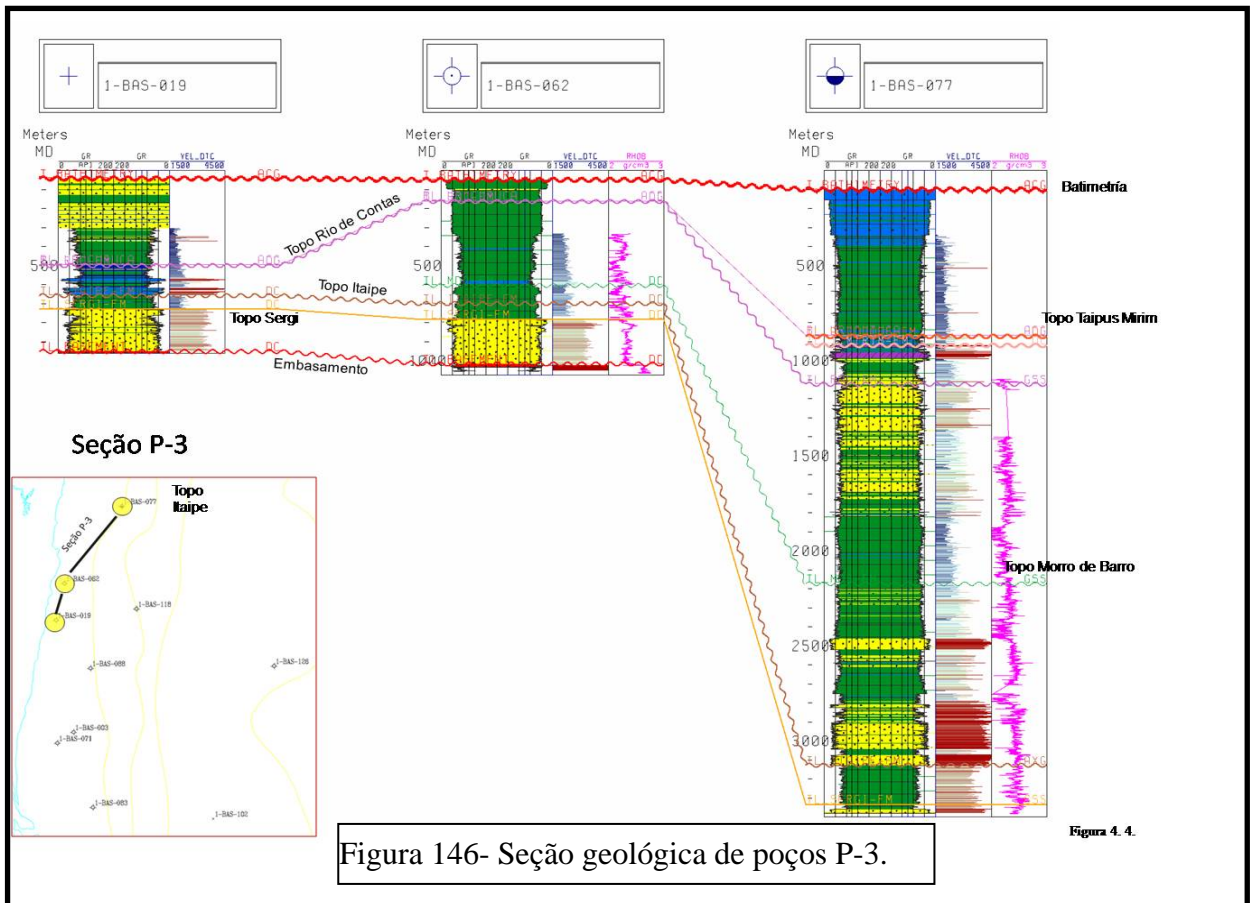
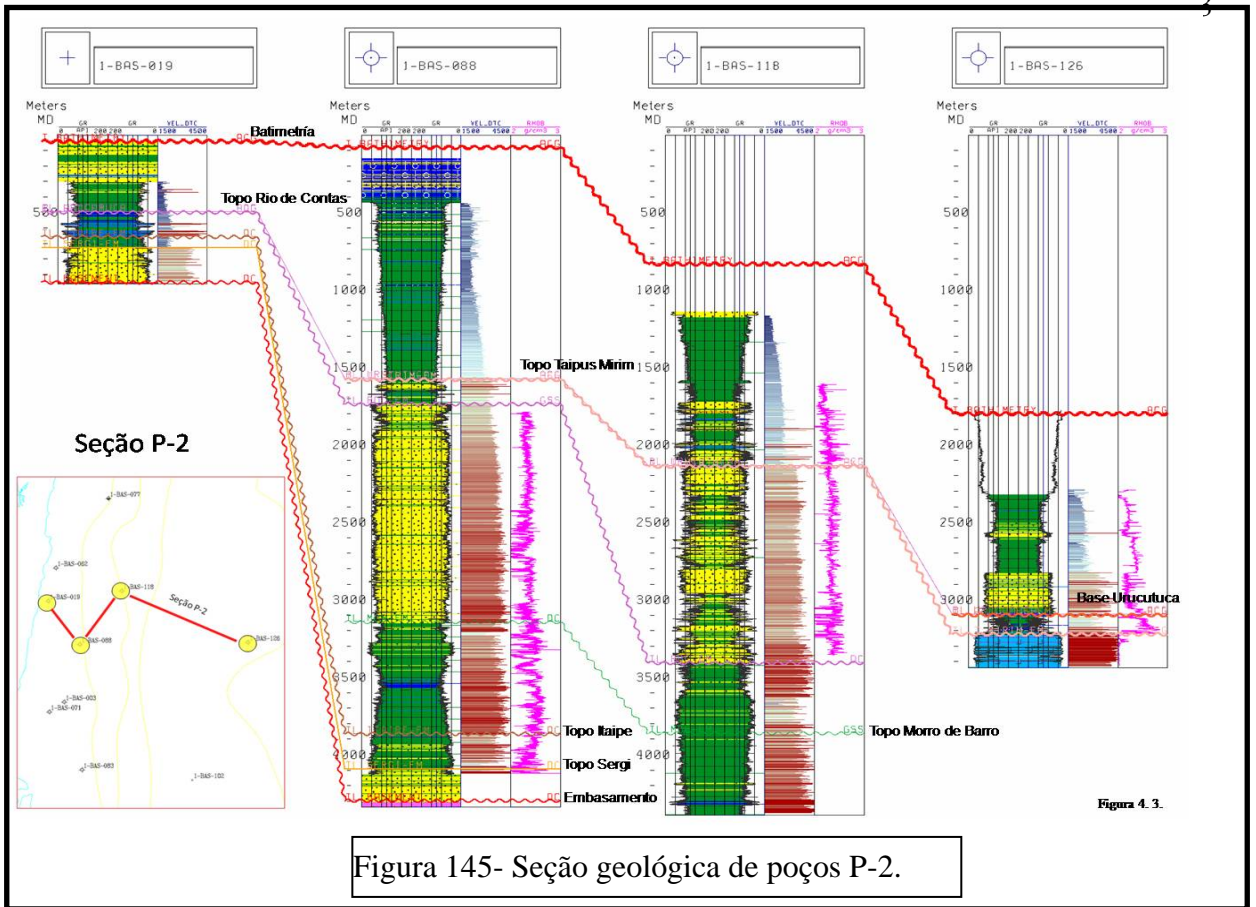


Figura 144- Seção geológica de poços P-1.



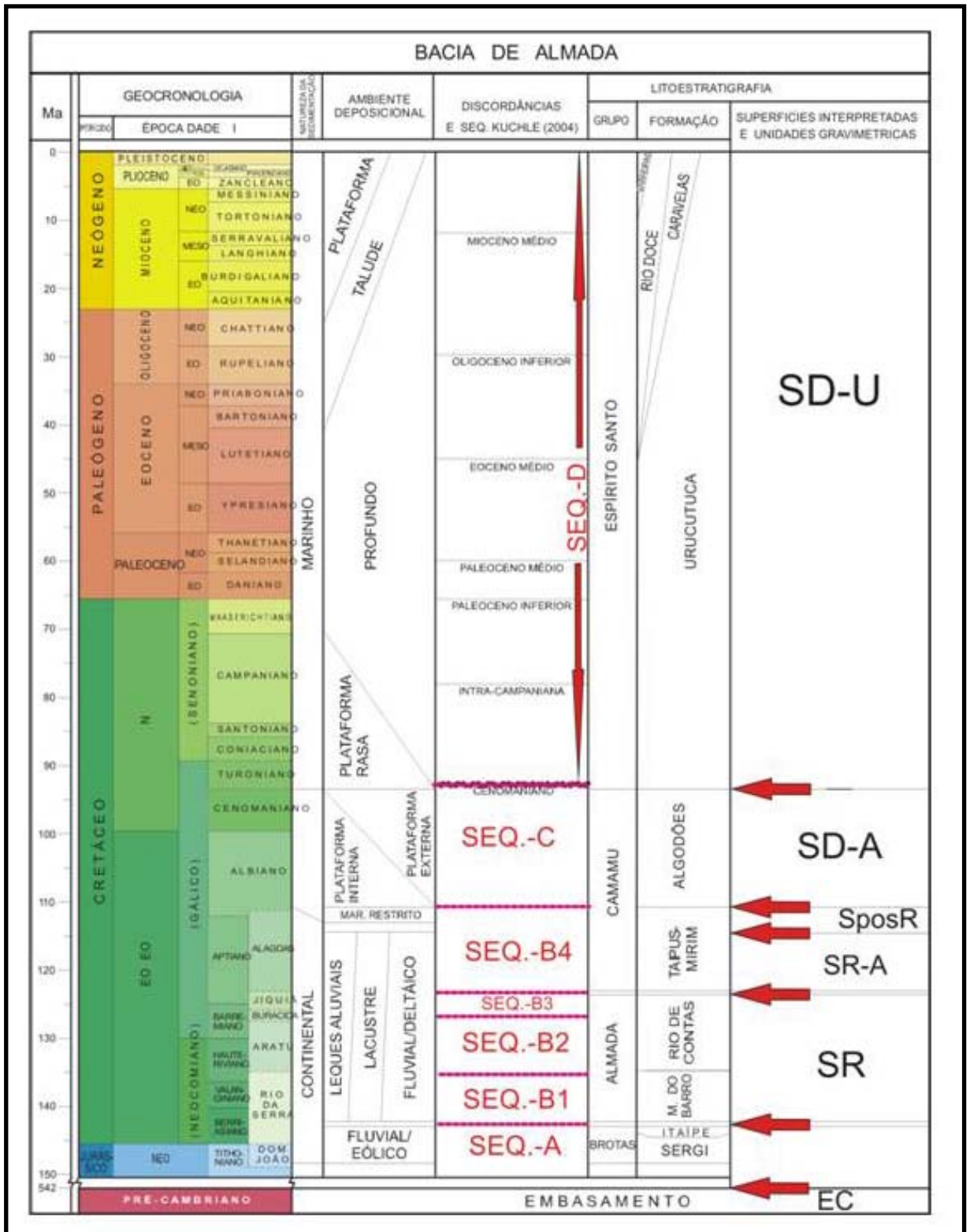


Figura 147- Coluna estratigráfica e superfícies interpretadas na sísmica e nos poços.

Fonte: GONTIJO et al., 2007.

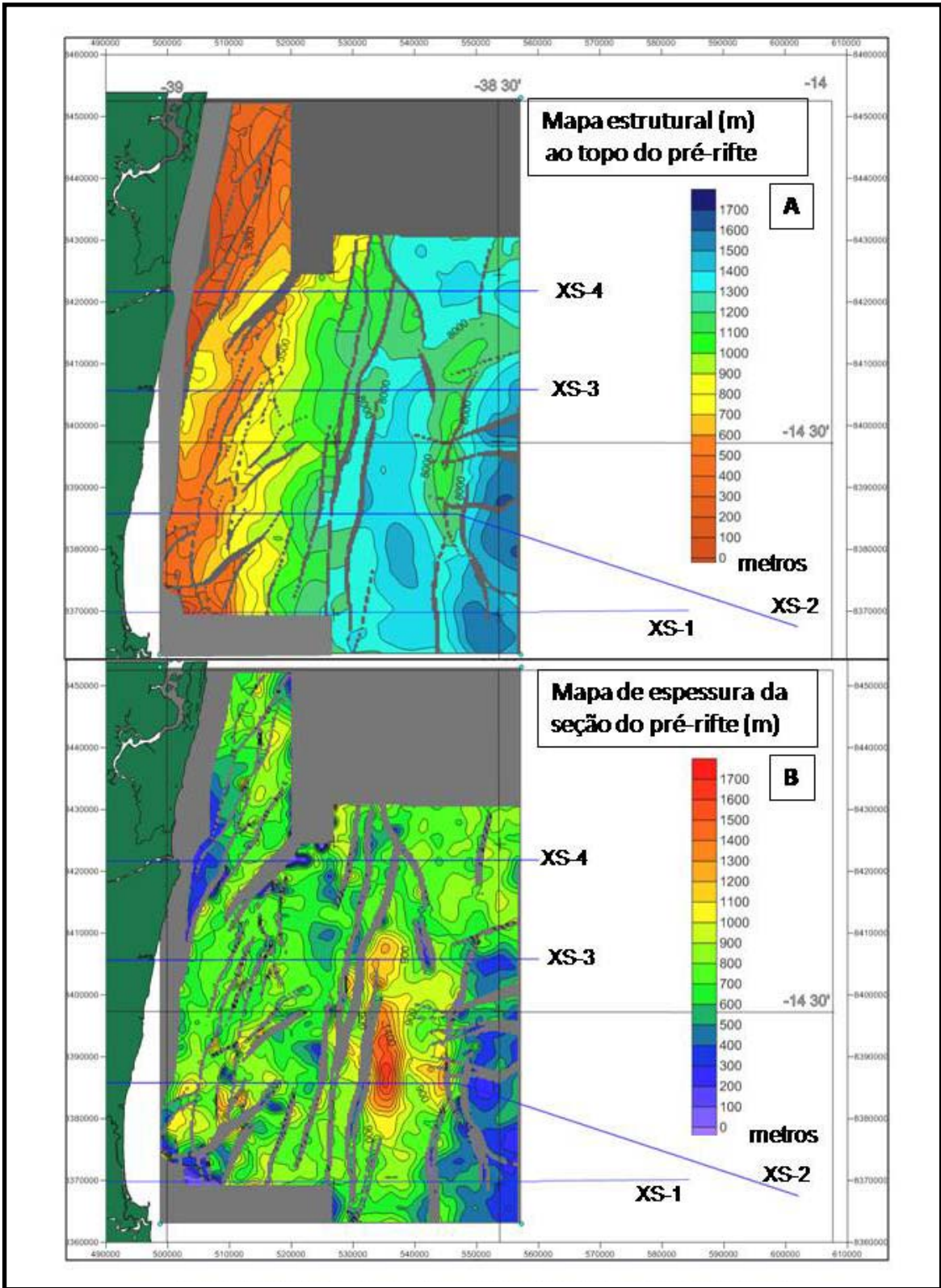


Figura 148- Mapa estrutural em profundidade (A) e espessura do pré-rifte (B).

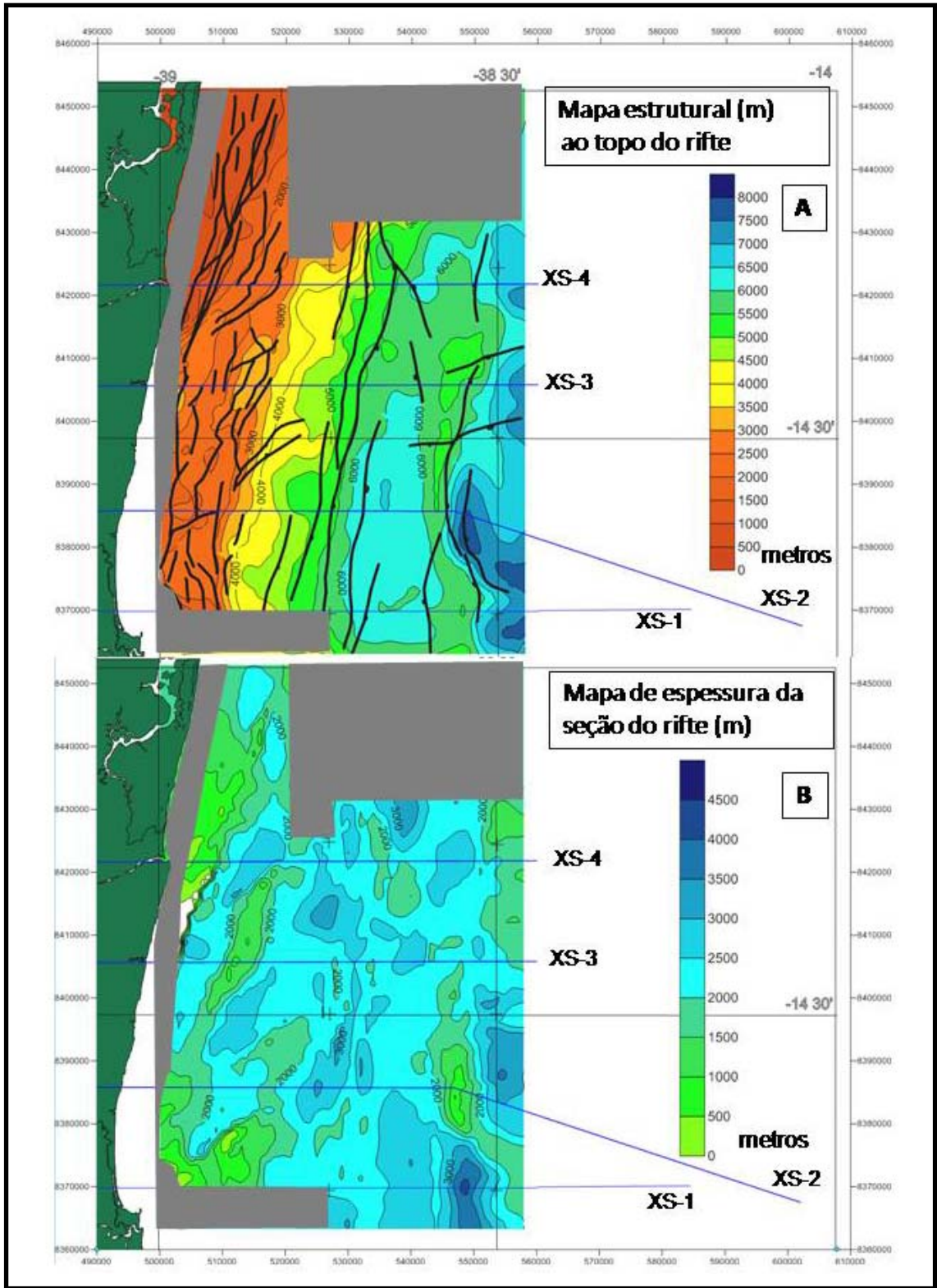


Figura 149- Mapa estrutural em profundidade (A) e espessura do rifte (B).

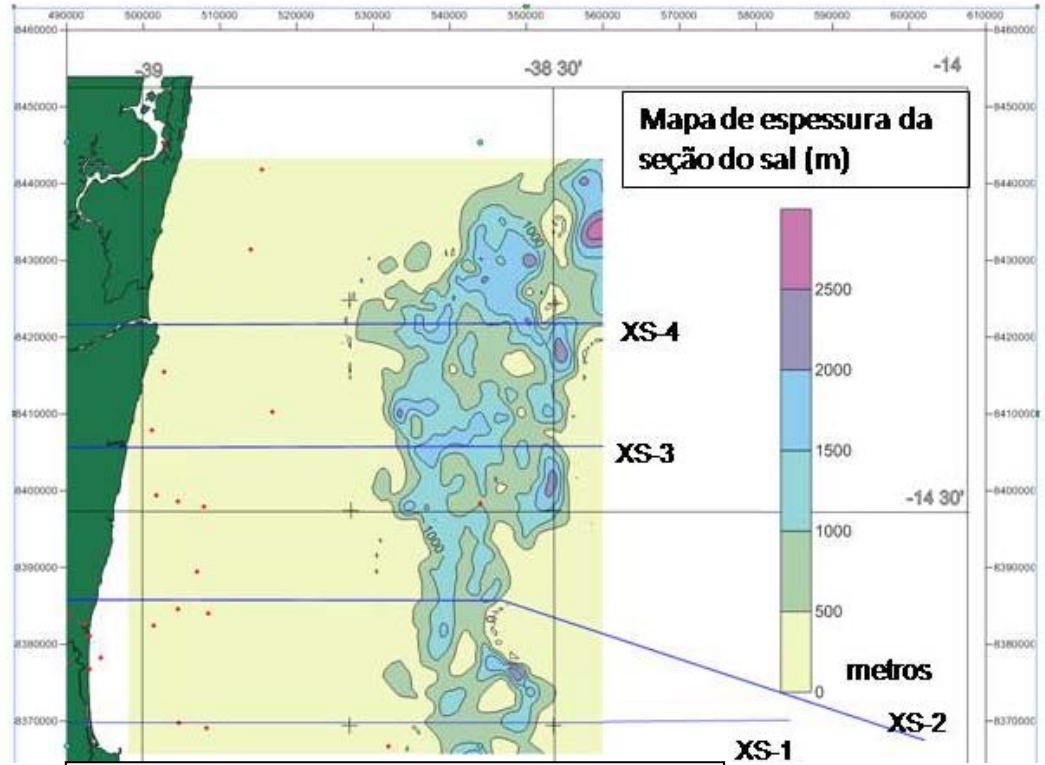


Figura 150- Mapa de espessura do sal.

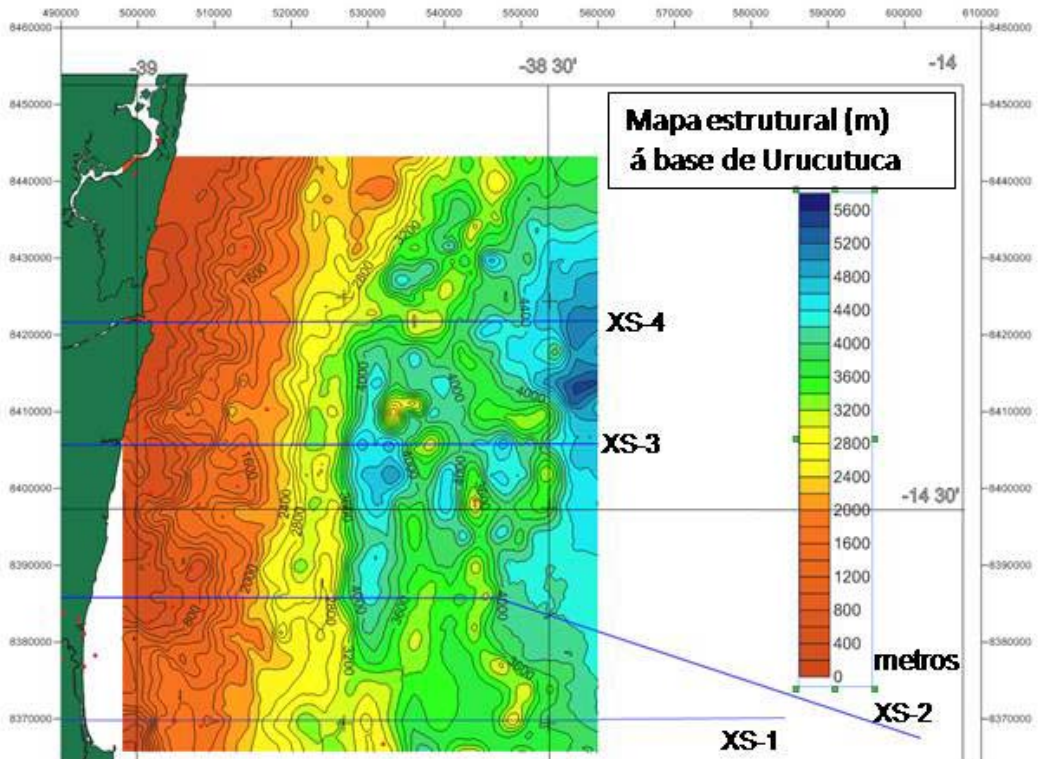


Figura 151-. Mapa estrutural em profundidade ao topo da seção do transicional.

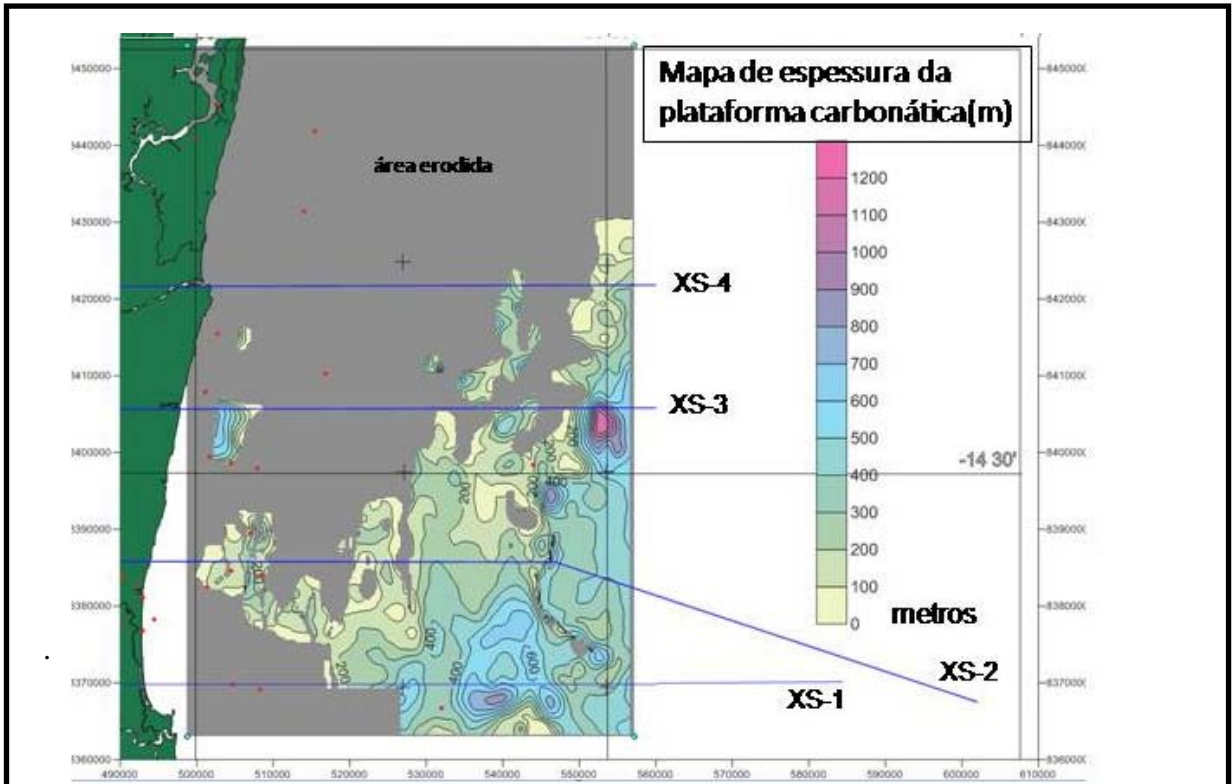


Figura 152- Mapa de espessura da plataforma carbonática.

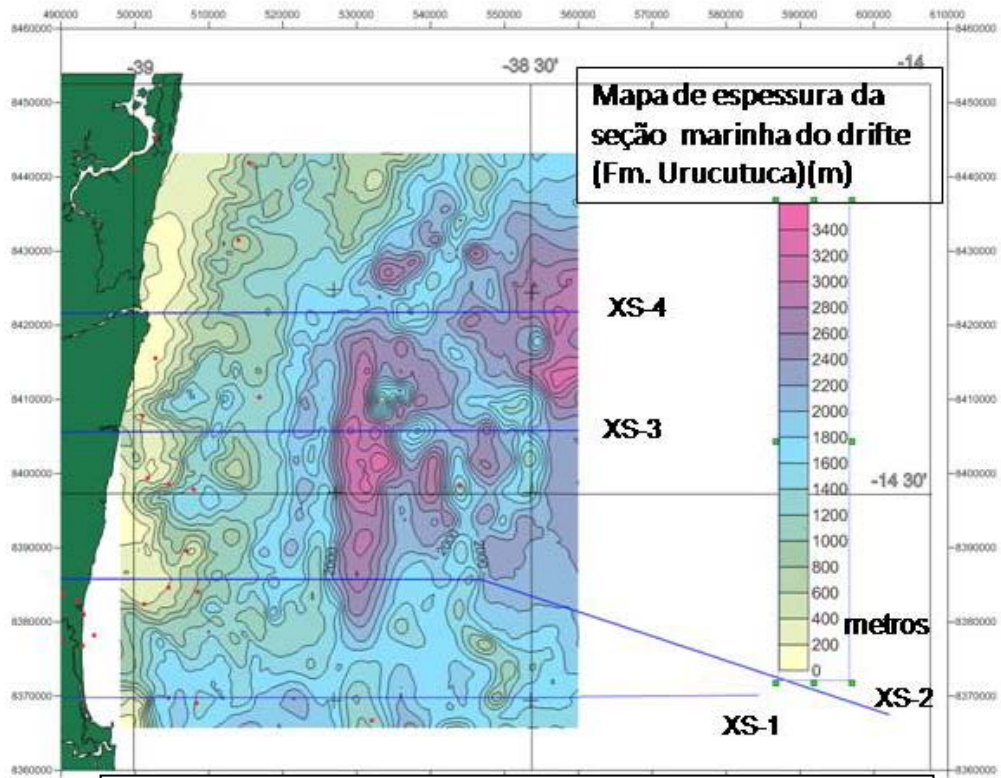


Figura 153- Mapa de espessura da seção marinha.