

**Clara Cristina Maciel Farias**

**Evolução tectono-sedimentar da plataforma rasa e região costeira nas proximidades do Cabo de São Tomé, Bacia de Campos, RJ.**

Niterói, RJ- Brasil

2020



Farias, Clara C. M.

Evolução tectono-sedimentar da plataforma rasa e região costeira nas proximidades do Cabo de São Tomé, Bacia de Campos, RJ./Clara Cristina Maciel Farias. – Niterói: s.n., 2020.

145 f.

Dissertação (Mestrado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra) – Universidade Federal Fluminense, 2020.

1.Sismoestratigrafia. 2. Neotectônica. 3. Delta do Rio Paraíba do Sul. 4. Bacia de Campos.

**Clara Cristina Maciel Farias**

**Evolução tectono-sedimentar da plataforma rasa e região costeira nas proximidades do Cabo de São Tomé, Bacia de Campos, RJ.**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, da Universidade Federal Fluminense. Área de Concentração: Geologia e Geofísica.

Universidade Federal Fluminense

Instituto de Geociências

Departamento de Geologia de Geologia e Geofísica

Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra

Orientador: Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva

Niterói  
2020

**Clara Cristina Maciel Farias**

**Evolução tectono-sedimentar da plataforma rasa e região costeira nas proximidades do Cabo de São Tomé, Bacia de Campos, RJ.**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e Terra, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre  
Área de Concentração: Geologia e Geofísica.

Aprovada em 14 de Dezembro de 2020.

**BANCA EXAMINADORA**



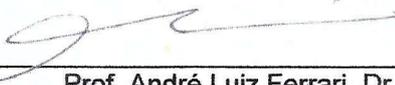
---

Prof. Cleverton Guízan Silva, Dr (Orientador)  
UFF



---

Prof. Claudio Limeira Melo, Dr.  
UFRJ



---

Prof. André Luiz Ferrari, Dr.  
UFF



---

Prof. Luiz Antonio Pierantoni Gamboa, Dr.  
UFF

## Agradecimentos

Essa dissertação foi escrita durante um período de muito crescimento profissional e pessoal. De forma geral, gostaria de agradecer a todos que contribuíram seja com algum conhecimento científico, com algum incentivo ou qualquer doação de tempo.

Sou grata pela oportunidade de ter cursado Universidades públicas de excelência em toda minha trajetória acadêmica/profissional, que me permitiram ter contato com profissionais capacitados e dedicados.

Agradeço ao Prof.Dr. Cleverson Guizan por ter me dado a oportunidade de ingressar no programa da pós-graduação da UFF, pelas ideias trocadas e conhecimentos compartilhados, e pelo apoio. Também meu muito obrigada às funcionárias da secretaria do DOT-UFF, que sempre se mostraram extremamente educadas e eficientes quando precisei de suporte, e aos funcionários da segurança que zelam pelo espaço, permitindo que pudesse fazer uso das dependências da UFF também nos fins de semana.

Fazer uma pós-graduação e trabalhar com pesquisa consome muito do nosso tempo, corpo e mente. É um trabalho de dedicação integral. Por isso agradeço à CAPES por ter fomentado minha pesquisa nos primeiros meses de mestrado, quando esse apoio era crucial. Ser reconhecida pelo nosso trabalho intelectual e financeiramente nos permite e nos faz querer nos dedicar mais ao trabalho.

Agradeço a todos os meus amigos geólogos, da graduação e da pós-graduação, pelas ajudas geológicas e por sempre estarem presentes. Aos meus amigos de trabalho da GGGR-CENPES agradeço por sempre se mostrarem dispostos a ajudar, por toda troca, ensinamentos e pela compreensão pelo tempo gasto nesse trabalho – a ajuda de vocês foi imprescindível.

À minha família e aos “amigos-família” agradeço pelo suporte emocional, pelo carinho e pelo estímulo. E por fim agradeço ao “Universo” pela “sorte” de ter encontrado pessoas do bem, capazes de ouvir e compartilhar, durante todo esse processo.

## RESUMO

FARIAS, Clara Cristina Maciel. Evolução tectono-sedimentar da plataforma rasa e região costeira nas proximidades do Cabo de São Tomé, Bacia de Campos, RJ. 2020. Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra. Área de concentração em Geologia e Geofísica. Departamento de Geologia e Geofísica, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2020. -

A Bacia de Campos é objeto de interesse científico e econômico atrelado aos seus gigantes campos petrolíferos localizados no *offshore*, na porção mais profunda do talude continental. O poço pioneiro 2-CST-001-RJ, perfurado em 1959 na bacia emersa, na planície costeira próxima ao Cabo de São Tomé, foi considerado estéril para hidrocarbonetos, uma vez que nele não haviam sido identificadas rochas cretáceas que são as principais geradoras nas bacias marginais. Em função disto, todos os esforços se concentraram no mar após a descoberta do Campo de Garoupa, em 1974.

Estudos mais recentes, no entanto, identificaram uma seção de idade Albiano-Cenomaniano no poço 2-CST-001-RJ e abriram espaço para novas discussões em relação à história da sedimentação na porção emersa da bacia, principalmente na área em torno do Cabo de São Tomé.

No presente trabalho foram utilizados dados públicos disponíveis pelo BDEP (ANP) de poços e linhas sísmicas e dados coletados em projetos de pesquisa envolvendo a Universidade Federal Fluminense para reinterpretação da história da evolução geológica da área emersa da bacia de Campos e de sua respectiva plataforma continental rasa, na porção sul da bacia, ao sul do Cabo de São Tomé.

Os resultados das interpretações realizadas identificam a presença de uma seção cretácea nas proximidades do Cabo de São Tomé e permitem identificar o registro de diferentes regimes tectônicos e deposicionais ao longo do preenchimento sedimentar nesta porção da bacia, desde a fase rifte. Também observou-se que a reativação de lineamentos de direções NE-SW e NW-SE/NNW-SSE condicionou toda evolução tectono-sedimentar da área, criando baixos estruturais para os depocentros profundos da fase rifte e condicionando altos estruturais que limitaram a deposição de sedimentos e a exposição de sequências e superfícies sedimentares. O embasamento

apresenta três degraus principais condicionados por falhas normais de direção NE-SW e caimento em direção ao *offshore* e apresenta-se deslocado por uma grande estrutura NW-SE com componentes de deslocamento lateral, gerando estruturas transpressionais e transtracionais que controlaram a deposição durante o Cenozoico. Essas reativações exerceram o controle das drenagens principalmente a partir do Oligoceno Tardio, com evidências de movimentações ainda durante o Quaternário.

**Palavras-chave:** Sismoestratigrafia, Neotectônica, Delta do Rio Paraíba do Sul, Bacia de Campos.

## ABSTRACT

FARIAS, Clara Cristina Maciel. Tectono-sedimentary Evolution of Campos Basin shallow platform and coastal plain in the vicinity of the São Tomé Cape, in the state of Rio de Janeiro. 2020. Dissertation (Master in Geology and Marine Geophysics) - Faculty of Geophysics, Fluminense Federal University, Niterói, 2020.

The Campos Basin is the object of scientific and economic interest due to economic interests linked to its giant offshore oil fields, in the deepest portion of the continental slope. The pioneer well 2-CST-001-RJ was drilled in 1959 in the emerged basin, in the coastal plain close to São Tomé Cape, and it was considered sterile for hydrocarbons since it had not identified Cretaceous rocks (the main generators in the marginal basins). As a result, all efforts were concentrated at the offshore after the discovery of the Garoupa oil field, in 1974.

More recent studies (Lana, 2011) identified an Albian-Cenomanian age section in the well 2-CST-001-RJ which opened space for further discussions regarding sedimentation in the emerging portion of the basin, especially in the area around the São Tomé Cape.

In this work, public data available by the BDEP (ANP) of wells and seismic lines, and other data collected in research projects involving the Federal Fluminense University were used to reinterpret the geological evolution of the currently emerging portion of the Campos Basin.

The result of this study points out to the presence of a section of Cretaceous age in the vicinity the São Tomé Cape and shows records of different types of tectonic and depositional domains through the basin sedimentary evolution, since the rift phase. Also fault reactivation (NE-SW and NW-SE/NNW-SSE) played a major role on the tectono-sedimentary evolution of the area by creating structural lows that became deep depocenters during the rifting and structural highs that blocked sediments of moving forward and exposed sedimentary sequences.

In the study are the basement is divided in three steps created by normal faulting with strike NE-SW deeping to the offshore. The basement was also displaced by a big faulting structure with strike NW-SE with a lateral movement component, which was reactivate over the basin evolution and created a couple of transpressional and transtensional strain structures that controlled the Cenozoic sediment deposition.

Mainly by the Early Oligocene those reactivations modified the relief, changing and controlling river courses, and there are still evidences of movement over the Quaternary.

**Key-words:** Sismoestratigraphy, Neotectonics, Paraíba do Sul River Delta, Campos Basin.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área de estudo via satélite do Google Earth. Em destaque as linhas e os poços utilizados no trabalho. Imagem editada.....	22
Figura 2 - Mapa da compartimentação tectônica da região sudeste. Destaque para a Faixa Ribeira e o Terreno Ocidental, Oriental e os sedimentos cenozoicos nas proximidades da área de estudo (modif. De Riccomini <i>et al.</i> , 2004). .....	24
Figura 3 - Modelo da evolução tectonossedimentar da margem continental divergente (Mohriak, 2003). .....	26
Figura 4 - Modelo geométrico básico de Bosence (1998) com critérios estratigráficos para separar a seção sin-rifte das seções pré e pós-rifte, e suas discordâncias respectivas. (Modificado de Bosence, 1998).....	28
Figura 5 - Mapa de fácies do topo do Membro Macaé Inferior (Esteves <i>et al.</i> , 1987 in Dias <i>et al.</i> , 19910, onde o limite do Cretáceo inferior condiz com a Falha-Charneira de Campos. ....	30
Figura 6 - Acima interpretação da linha sísmica 203-76, com a interpretação da Charneira de Campos no mapa de localização. Abaixo uma seção geológica regional dip mostrando as principais feições tectono-sedimentares da bacia a partir de dados de poços e sísmica 52-AL-238 (Dias <i>et al.</i> , 1990). Observar na interpretação da seção geológica pelos autores da camada cretácea, abaixo da discordância do topo do cretáceo (k-sísmico), em contato com o basalto, deslocando do embasamento acústico através de uma falha de grande rejeito. ....	31
Figura 7 - A) o mapa magnético reduzido ao pólo (terra) mostrando a charneira cretácea e a quebra atual da plataforma continental. A área em branco indica ausência de dados. Áreas do embasamento pré-cambriano ressaltadas: 1 – Grupo Brusque, 2 – Terreno Paranaguá, 3 – rochas metassedimentares do Terreno Cabo Frio. (Mod. De Zalán e Oliveira, 2005). A linha em verde na Bacia de Santos representa a localização da linha interpretada pelos autores em B), e a linha em preto na Bacia de Campos é a linha E48.328 utilizada no presente trabalho. B) Linha sísmica 2D interpretada por Zalán e Oliveira (2005). ....	32
Figura 8 - <i>Mapa dos compartimentos estruturais da Bacia de Campos</i> (modificado de Defeo e Picolini, 2014 segundo Guardado <i>et al.</i> , 2000). A seta indicando a localização	

correta do Baixo de São João da Barra foi incluída pela autora, adotando a denominação de Dias et al.(1990).....	33
Figura 9 - Mapa de localização do Baixo de São Tomé e da área de ocorrência do vulcanismo do Neocretáceo e Eoceno. As principais estruturas na plataforma rasa e no continente são também indicadas, assim como as bacias do Rite Continental do Sudeste do Brasil (Dias <i>et al.</i> , 1990). .....	34
Figura 10 - Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCBS. A – Paraíba do Sul; B- Litorâneo; C- Ribeira; D- Marinheiros; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões alcalinas, charneira das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul.....	37
Figura 11 - Mapa topográfico do Sudeste do Brasil (SRTM;USGS, 2000) com o arcabouço estrutural regional do SRCBS interpretado. Números indicam grábens dentro dos riftes: 1 – São Paulo; 2 – Taubaté; 3 – Queluz; 4 – Resende-Volta Redonda; 5 – Baixo Paraíba do Sul; 6 – Barra de São João; 7 – Guanabara; 8 – Ubatuba; 9 – Santos; 10 – Ribeira do Iguape; 11 – Cananéia; 12 – Paranaguá; 13 – Sete Barras; 14 – Alto Ribeira.....	38
Figura 12 - Mapa integrado de compartimentação estrutural da porção emersa e da plataforma continental da bacia de Campos. Destaca-se o prolongamento de lineamentos desde o interior continental até a plataforma continental, com prevalência de lineamentos de direção NE-SW e E-W limitando estruturas topográficas romboédricas, e lineamentos NW-SE que muitas vezes deslocam tais estruturas (Tomaz <i>et al.</i> , 2005). .....	40
Figura 13 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos por Winter <i>et al.</i> (2007).O Grupo Lagoa Feia é dividido pelo autor em fase Rife e Pós-rife. ....	42
Figura 14 - Descrição faciológica de testemunhos de sondagem em quatro poços localizados na planície costeira, entre Campos e Cabo de São Tomé (modificado de Carelli <i>et al.</i> , 2019). No mapa de localização, poços (A) 2-LF-1-RJ; (B) 2-BG-1-RJ; (C) 2-UM-1-RJ; (D) 2-TO-1-RJ. ....	46
Figura 15 - Esquema de evolução da Formação Barreiras de acordo com Arai (2006), aplicado para a costa norte do Brasil. ....	48
Figura 16 - Comportamento morfosedimentar do litoral do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul .....	50
Figura 17 - Mapa geológico da planície deltaica do rio Paraíba do Sul. 1 – Cordões litorâneos; 2 – pântano; 3 – terraço fluvial; 4 – cordões litorâneos pleistocênicos; 5 –	

Formação Barreiras; 6 – rochas cristalinas; 7 – alinhamento de cordões litorâneos; 8 – paleocanais e 9 – lagoas/lagunas. (Marangoni (2013) modificado de Martin <i>et al.</i> 1984).	51
Figura 18 - Linha sísmicas 2D e poços utilizados no presente trabalho. Linhas sísmicas 2D e poços utilizados. As linhas sísmicas E-# foram cedidas pelo BDEP e as linhas em terra AB, etc, foram adquiridas por equipe da Universidade Federal Fluminense. Maiores detalhes sobre os dados sísmicos e de poços são apresentados nas tabelas 1 e 2.	52
Figura 19 - Poço 2-BG-01 com o perfil litológico e os marcadores de sequência de acordo com Plantz (2017) e os perfis de gamma ray e sônico, todas as informações adquiridas no âmbito do Projeto Delta.	55
Figura 20 - Fluxograma de trabalho no software Petrel E & P Plataform ®. Os produtos principais a serem gerados estão destacados pelo círculo em negrito.	57
Figura 21 - Correlação dos poços terrestres 2-JU-1, 9-BRF-03D, 2-CST01 e 2-BG-01 mostrando a diferença entre as profundidades do embasamento Pré-Cambriano (B-pré-cambriano, em vinho). A litologia do poço 2-JU-1 não foi gerada no projeto, mas a profundidade do embasamento foi importada de acordo com a descrição de Vilela <i>et al.</i> (2016).	59
Figura 22 - Poço 2-CST-01 convertido para tempo (ms) e projetado na linha E63.59-2, em destaque o perfil sônico sintético calculado e a posição do dinoflagelado em tempo.	60
Figura 23 - Poços offshore localizados na área de cobertura das linhas sísmicas 2D do projeto com suas respectivas descrições litológicas. Os topos das principais Formações a serem discutidas no presente trabalho estão destacados nas extremidades da figura. Na última track a direita, em amarelo, se destaca a espessura do Grupo Macaé em cada um dos poços.	62
Figura 24 - Interface “Integrated seismic well-tie” do software Petrel E&P para amarração do poço RJS-426 a linha sísmica E56.449. No centro da figura se encontra o perfil sintético (Synthetic) calculado e calibrado.	64
Figura 25 - Interface “Integrated seismic well-tie” do software Petrel E&P para amarração do poço RJS-203 a linha sísmica E231.1215. No centro da figura se encontra o perfil sintético (Synthetic) calculado e calibrado.	64

Figura 26 - Interface “Integrated seismic well-tie” do software Petrel E&P para amarração do poço RJS-379D a linha sísmica E56.464. No centro da figura se encontra o perfil sintético (Synthetic) calculado e calibrado.....	65
Figura 27 - Poço RJS-426 projetado na linha E56.449 com o perfil de litologia em destaque, seguindo a tabela do Anexo 1, e principais falhas interpretadas. A sísmica está sob o filtro de amplitude.....	66
Figura 28 - Poço RJS-203 projetado na linha E231.1215 com os marcadores principais e o perfil de litologia em destaque. As linhas pretas são as falhas principais interpretadas. ....	66
Figura 29 - Poços RJS-70 e RJS-379D projetados na linha E56.464 em amplitude. As falhas principais estão interpretadas como linhas pretas. ....	67
Figura 30 - Poços RJS-70 e RJS-379D projetados na linha E56.466 com as principais falhas interpretadas.....	68
Figura 31 - Interpretação da linha56-RL-466, que no presente trabalho foi identificada pelo código E56.466, por Mohriak e Barros (1990). O refletor mais forte é interpretado hora como topo do embasamento, hora como topo do Cretáceo e hora como topo da Formação Lagoa Feia. ....	69
Figura 32–Linha sísmica E56.466original em cima e interpretada após a amarração dos poços embaixo.Em destaque o poço RJS-70 projetados nas respectivas linhas sísmicas mais próximas, as falhas principais, e os horizontes de interesse. ....	71
Figura 33 - Seção entre as linhas E231.1215, E56.462 e E63.59-2 original na parte superior e interpretada na inferior. Em destaque os poços projetados nas respectivas linhas sísmicas mais próximas, as falhas principais, e os horizontes de interesse descritos na legenda. ....	74
Figura 34 - Seção entre as linhas sísmicas E63.59-2 e E63.59-1 original em cima e interpretada abaixo. Em destaque os poços projetados nas respectivas linhas sísmicas mais próximas, as falhas principais, e os horizontes de interesse. ....	75
Figura 35 -Mapa estrutural do topo embasamento acústico, em profundidade (ms), com as principais feições estruturais destacadas. ....	76
Figura 36 – Seção composta com as linhas sísmicas E56.466, E56.462 e E63.59-1 original acima e interpretada após a amarração dos poços abaixo, com as falhas principais identificadas. ....	78

Figura 37 - Seção composta pelas linhas E48.330, E56.430 e E56.462 original acima e abaixo interpretada a partir da amarração de poços, ambas com o poço RJS-70 projeto com seus respectivos marcadores. ....	79
Figura 38 - Mapa estrutural de profundidade (ms) da discordancia pós-rifte ou pré-neo-Alagoas. A seta branca indica a calha deposicional principal do pós-rifte. ....	80
Figura 39 - Mapa de isópacas entre a discordancia do pós-rite (pré-neo-Alagoas) e o embasamento acústico que definem o preenchimento (ms) da fase rifte. ....	81
Figura 40 - Seção composta entre as linhas E63.100 e E56.464 original e interpretada. A projeção do poço RJS-70 está localizada em um alto estrutural que divide duas áreas rebaixadas preenchidas por sedimentos da fase rifte e que e foi nivelado após a deposição dos sedimentos do Grupo Macaé. ....	83
Figura 41 - Mapa estrutural do topo do Grupo Macaé de acordo com a profundidade (ms) do respectivo refletor. As setas destacam as calhas deposicionais principais preservadas após a deposição do Grupo Macaé. ....	84
Figura 42 – Isópaca entre os horizontes relativos ao topo do Grupo Macaé e o Topo da Formação Retiro (Sal). ....	84
Figura 43 - Mapa estrutural doHrz I, nas proximidades do topo do Cretáceo. ....	86
Figura 44 -Mapa de isópacas calculado entre os horizontes do Topo Cretáceoe do Topo do Grupo Macaé. ....	87
Figura 45 - Linha sísmica E48.328 com os horizontes e falhas principais interpretados. ....	88
Figura 46 - Mapa estrutural do Hrz. II, relativo ao topo do Eoceno. ....	90
Figura 47 - Mapa de isópacasentre o Hrz. II, relativo ao topo do Eoceno,e o Hrz I, relativo ao topo do Cretáceo. ....	90
Figura 48 - Mapa estrutural do Hrz.III relativo ao marco do Oligoceno Superior.....	91
Figura 49 - Mapa de isópacas da seção depositada entre o horizonte relativo ao topo Hrz III (marrom) e o Hrz II (Eoceno). ....	92
Figura 50 – Mapa estrutural do Hrz.IV, do Mioceno Inferior.....	92
Figura 51 - Mapa de isópacas entre o Hrz. IV do Mioceno Inferior e o Hrz.III do Oligoceno Superior.....	93
Figura 52 - Mapa de isópacas da seção sedimentar cenozóica.....	93
Figura 53 - Mapa de isópacas de toda seção drifte.....	94
Figura 54 - Mapa de isopácas da seção sedimentar completa. ....	95

Figura 55 - Localização das linhas sísmicas de menor resolução adquiridas pelo Projeto Delta.....	96
Figura 56 - Seção composta original acima e interpretada abaixo composta pelas linhas E56.464, E63.59-1 e E63.95. As linhas em preto correspondem aos planos de falha e a Charneira K equivale ao plano de falha que delimita a sedimentação cretácea.....	98
Figura 57 - Seção composta original acima e interpretada abaixo composta pelas linhas CD, WZ, GF, HM e E63.95 com o poço 2-BG-01 projetado. As linhas em preto correspondem aos planos de falha interpretados, se destacam as falhas com estrutura em flor-positiva, nas linhas GF e E63.95. A seção I corresponde a fácies de Leques aluviais, a II corresponde a associação de fácies de canais fluviais e a III a fácies deltáicas.....	99
Figura 58 - Linha sísmica IJ original acima e interpretada abaixo, com os canais fluviais destacados pelo zoom e seus respectivos preenchimentos interpretados. As falhas características de uma estrutura em flor positiva delimitam a borda noroeste do canal principal no centro da linha.....	100
Figura 59 - Linha sísmica WZ original acima e interpretada abaixo, com o poço 2-BG-01 projetado com seus respectivos marcadores. No zoom se destacam os maiores canais fluviais, limitados pelos horizontes relativo a superfície regressiva I e ao MiocenoInferior e com seus respectivos preenchimentos interpretados. ....	102
Figura 60 - Tipos de preenchimento fluvial identificados nas linhas sísmica de alta resolução.....	103
Figura 61 - Linha sísmica GF original acima e interpretada abaixo, com os canais fluviais e seus respectivos preenchimentos interpretados. Na extremidade oeste e no meio da linha foram interpretadas estruturas que se assemelham a uma estrutura em flor positiva. Dois níveis de discordâncias cortam o seção de fácies fluvial II. ....	104
Figura 62 - Linha sísmica HM original acima e interpretada abaixo, com os canais fluviais e seus respectivos preenchimentos interpretados. ....	105
Figura 63 -Linha sísmica GL original acima e interpretada abaixo, com os canais fluviais e seus respectivos preenchimentos interpretados. ....	106
Figura 64 - Linha sísmica CD original acima e interpretada abaixo, com os canais fluviais e seus respectivos preenchimentos interpretados. ....	107
Figura 65 – Mapa estrutural do topo do embasamento acústico em 3D, com exagero vertical de 7,5. Em destaque os nomes dos compartimentos estruturais identificados.	

O chamado “Baixo de São Tomé” é encontrado em algumas bibliografias (Dias *et al.*, 1990; Raja Gabaglia e Milani, 1990), porém não tem sido utilizado atualmente. Esse mapa apresenta escala de cor mais dispersa do que o mapa em 2D (Figura 35 – idêntico) para melhor diferenciação das profundidades e da topografia do fundo. A área em tons de verde é caracterizada por alguns altos topográficos localizados, e a área em amarelo, em vermelho no mapa 2D, destaca áreas de embasamento elevado porém mais raso que as áreas do interior leste da bacia. Lineamentos de direção NW se apresentam como pequenas linhas com direção contrárias ao trend principal da área, observados em todo o mapa. Tais lineamentos NW se destacam, por exemplo, como linhas sombreadas que cortam a escarpa de falha de maior rejeito (com direção NE).....112

Figura 66 - Lineamentos principais interpretados após a interpretação dos mapas de isópacas gerados. Esses lineamentos limitam os três desgraus principais de profundidade destacados na figura 65 do mapa 3D.....113

Figura 67 - Linha 328 com os horizontes de interesse interpretados. Os lineamentos em amarelo pontilhado são as superfícies de falha com característica de movimentação transcorrente. Abaixo um esquema de falha transcorrente similar observado, com uma estrutura em flor negativa (Zalán, 1986). .....116

Figura 68 - Linha 462 com os horizontes de interesse interpretados. Os lineamentos em amarelo pontilhado são as superfícies de falha com característica de movimentação transcorrente. Os preenchimentos destacados em amarelo claro são paleocanais interpretados. Abaixo um esquema de falha transcorrente similar observado na linha interpretada no meio as seção, com reversão no rejeito aparente com a profundidade (Zalán, 1986). .....117

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1-Seções sísmicas utilizadas no presente estudo.....	59
Tabela 2- Dados de localização dos poços utilizados no presente estudo.....	60

## ANEXOS

Anexo 1- Marcadores dos poços retirados das informações do BDEP e convertidos para tempo a partir das amarrações de poços realizada no presente estudo.....	142
Anexo 2 – Códigos de litologia e suas representações no software Petrel.....	143
Anexo 3 – Linha sísmica E48.330 A) sob o atributo <i>Phase</i> ; B) sob o atributo <i>Structural Smooth</i> ; C) sob o atributo <i>Remove Biass</i> . Em todas as imagens as terminações dos refletores estão destacadas como linhas pretas para indicar a movimentação ou não do respectivo plano de falha durante a deposição do refletor.....	144
Anexo 4 – Linha sísmica E56.466 sob o atributo <i>Phase</i> e <i>Remove Biass</i> , respectivamente, com as terminações de refletores destacadas como linhas pretas.....	145
Anexo 5 – Linha sísmica E63.100 sob o atributo <i>Phase</i> , <i>Structural Smooth</i> e <i>Remove Biass</i> , de cima para baixo. As linhas em preto nos horizontes destacam as terminações dos refletores em relação aos respectivos planos de falha.....	146
Anexo 6 – Seção sísmica E48.330 sob o filtro de amplitude. Acima somente as falhas interpretadas, e abaixo falhas e os horizontes de interesse interpretados.....	147
Anexo 7 - Seção sísmica E63.95 sob o filtro de amplitude. Acima somente as falhas interpretadas, e abaixo falhas e os horizontes de interesse interpretados.....	148
Anexo 8 – A) Linha sísmica WZ em amplitude com o poço 2-BG-01 projetado e seus respectivos marcadores. B) Linha sísmica WZ sob o atributo <i>Remove Biass</i> . C) Linha sísmica EZ sob o atributo <i>Remove Biass</i> com os canais fluviais interpretados destacados em vermelho.....	149
Anexo 9 – Linha sísmica IJ sob o atributo sísmico <i>Remove Biass</i> com as falhas e principais canais identificados destacados em vermelho.....	150
Anexo 10 - Linhas A) AB e CD; B) IJ e GL; C) HM e GF com as três gerações de incisão fluvial destacadas, definindo a base dos paleocanais. A linha WZ foi interpretada a partir de uma correlação com as linhas E63.100 e IJ. Em destaque os três níveis de canais fluviais correlacionáveis com as demais linhas sísmicas de alta resolução.....	151



## LISTA DE SIGLAS

UFRJ Universidade Federal do Rio de Janeiro

UFF Universidade Federal Fluminense

CPRM Serviço Geológico do Brasil

ANP Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis

BDEP Banco de Dados de Exploração e Produção

SDP Superintendência de Desenvolvimento e Produção

2D Duas dimensões

CNPq Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

CDRPS Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul

Hz Horizonte

MD *Measured Depth*

ms milissegundos

OWT *One-Way Time*

SRCSB Sistemas de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil

SMC Serra do Mar Cretácea

TWT *Two-Way Time*

## SUMÁRIO

1.	Introdução .....	19
1.1.	Apresentação .....	19
1.2.	Objetivos .....	21
1.3.	Área de Estudo .....	21
2.	Revisão bibliográfica .....	22
2.1.	Arcabouço estrutural Pré-Cambriano .....	23
2.2.	Magmatismo Mesozóico .....	25
2.3.	Evolução tectonossedimentar.....	25
2.4.	Arcabouço Estrutural da Bacia de Campos .....	28
2.5.	Tectônica Neocretácea Cenozóica .....	35
2.6.	Litoestratigrafia da Bacia de Campos.....	41
2.7.	Fácies sedimentares e paleoambientes na Bacia de Campos Emersa .....	44
2.8.	O Delta do Rio Paraíba do Sul.....	48
3.	Materiais e Métodos .....	51
3.1.	Dados utilizados .....	51
3.2.	Aquisição e processamento .....	55
4.	Resultados .....	58
4.1.	Caracterização e correlação de dados de poço.....	58
4.1.1.	Dados terrestres.....	58
4.1.2.	Dados localizados na plataforma continental rasa .....	61
4.2.	Interpretação Sísmica.....	68
4.2.1.	O embasamento acústico.....	73
4.2.2.	A Discordância Pré-Neo-Alagoas.....	77
4.2.3.	O Grupo Macaé .....	82
4.2.4.	O topo do Cretáceo .....	85
4.2.5.	O preenchimento sedimentar Cenozóico .....	87
4.2.6.	Preenchimento sedimentar no continente.....	95
5.	Discussão .....	108
6.	Conclusões.....	118
7.	Referências bibliográficas .....	121
8.	Anexos.....	130



## 1. Introdução

### 1.1. Apresentação

A bacia de Campos é uma bacia sedimentar de margem continental divergente, com área aproximada de 100.000 km<sup>2</sup>, concentrada no norte do estado do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo. A porção marinha da bacia estende-se até a isóbata de 3500 m, e em sua porção emersa, na região da Baixada Campista, os depósitos sedimentares aflorantes englobam as unidades continentais neógenas do Grupo Campos, como as Formações Barreiras e Emborê, e os sedimentos quaternários flúvio-marinhos que compõem o complexo deltaico do rio Paraíba do Sul.

A bacia se formou a partir do rifteamento do paleocontinente Gondwana e posterior abertura continental que deu origem ao oceano Atlântico Sul. Desta forma, a evolução tectônica influenciou notavelmente a arquitetura sedimentar da bacia marginal (Mohriak, 2003). As estruturas geradas durante o processo de abertura e posterior preenchimento da porção submersa da bacia guardam forte relação com as estruturas observadas no embasamento soterrado e aflorante na porção emersa (Guardado *et al.*, 1989). Dias *et al.* (1990) pontuam que há um paralelismo entre as estruturas da fase rifte com os principais alinhamentos do embasamento cristalino adjacente, o que mostra que a ruptura crustal do início do Cretáceo foi facilitada pelas descontinuidades pré-Mesozóicas existentes. Dias *et al.* (1990) ressaltam que uma das estruturas mais expressivas é a Linha de Charneira da Bacia de Campos ou Falha de Campos, uma importante estrutura da fase rifte, orientada paralelamente à linha de costa, com movimentação normal sintética e com mergulho na direção dos principais depocentros, (Dias *et al.*, 1990; Guardado *et al.*, 1989). Segundo os autores, a charneira separa a área de ocorrência dos sedimentos de idade cretácea a leste da área de embasamento raso a oeste.

O conhecimento geológico da bacia de Campos se concentra principalmente na porção mais profunda do talude continental, em consequência do longo histórico de exploração petrolífera na área, contudo, em sua porção rasa, na plataforma continental interna e na área emersa, são escassos os trabalhos publicados abordando as unidades sedimentares em subsuperfície. A correlação estratigráfica entre o continente e a região plataformal rasa adjacente é dificultada pela qualidade e resolução dos dados sísmicos em terra e pela existência limitada de dados de poços, com testemunhagens contínuas no continente. Além do mais, a natureza

praticamente afossilífera dos sedimentos de poços perfurados na região emersa, impede o estabelecimento de marcos estratigráficos precisos.

O poço pioneiro da bacia de Campos foi perfurado em 1959 na planície costeira próxima ao Cabo de São Tomé (poço 2-CST-001-RJ), e foi considerado estéril para hidrocarbonetos, uma vez que nele não haviam sido identificadas rochas cretáceas e era sabido que rochas dessa idade concentravam as principais geradoras nas bacias marginais. Em função disto, após a descoberta do Campo de Garoupa, em 1974, todos os esforços se concentraram no mar. O poço 2-CST-001-RJ foi perfurado a oeste da linha de charneira cretácea, que se aproxima do continente nas proximidades do Cabo de São Tomé (Chang *et al.*, 1988; Mohriak e Barros, 1990; Dias *et al.*, 1990; Zalán e Oliveira, 2005; Zalán *et al.*, 2011).

Mais recentemente Lana (2011) reconheceu com base em análise palinológica uma seção sedimentar de aproximadamente 940m de idade cretácea preservada no poço 2-CST-01. A extensão destes depósitos na área emersa, contudo, não pode ser determinada adequadamente com a base de dados sísmicos e de poços existentes.

Recentemente projetos desenvolvidos na área costeira da Bacia de Campos pela Universidade Federal do Rio de Janeiro e pela Universidade Federal Fluminense e financiados pela Chevron e Petrobras, resultaram na coleta de novos dados sísmicos terrestres e na perfuração de novos poços estratigráficos. Estes dados, embora ainda muito pontuais, estão trazendo outras informações para a compreensão da evolução sedimentar e estrutural dessa área emersa da bacia (Carelli *et al.*, 2019).

Nesse contexto o presente trabalho busca analisar aspectos da evolução tectono-sedimentar da área, visando integrar a estratigrafia da região costeira do Complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul, nas proximidades do Cabo de São Tomé, com a plataforma rasa da bacia, através da interpretação de dados sísmicos 2D juntamente com dados de descrições de testemunho e perfis elétricos. Esta integração traz suporte adicional para a compreensão da evolução sedimentar da porção rasa da bacia, nas proximidades do Cabo de São Tomé, e também identifica estruturas importantes na área desde a abertura da bacia até o recente.

## **1.2. Objetivos**

O objetivo principal do trabalho é reconstituir a evolução tectono-sedimentar da plataforma continental rasa e região costeira da Bacia de Campos desde as fases iniciais do rifteamento continental.

Como objetivos específicos, tem-se ainda: a integração de dados sísmicos 2D da porção emersa e da plataforma continental rasa; a caracterização das principais estruturas do embasamento e suas reativações; a determinação das principais superfícies estratigráficas e compreensão de seu significado genético nessa porção rasa da Bacia de Campos; e a caracterização da distribuição dos pacotes sedimentares do Cretáceo, Paleógeno e Neógeno.

## **1.3. Área de Estudo**

A área de estudo compreende parte da planície costeira do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, na porção emersa da Bacia de Campos, e uma porção da plataforma continental rasa adjacente. Os dados utilizados foram adquiridos nas proximidades do Cabo de São Tomé, entre os municípios de Quissamã e Campos dos Goytacazes (Figura 1).

Do ponto de vista geológico, a bacia de Campos é uma depressão limitada ao Norte pelo Alto de Vitória e ao Sul pelo Alto de Cabo Frio (Silva, 2010) ou Lineamento Cruzeiro do Sul (Zalán *et al.*, 2011; Figura 1). A oeste a bacia é limitada pela Serra do Mar, por meio de um sistema de falhas NE-SW que coloca o embasamento gnáissico em contato com as sequências sedimentares (Schaller, 1973).

Atualmente a desembocadura do Rio Paraíba do Sul têm direção nordeste, e se encontra no distrito de Atafona, pertencente ao município de São João da Barra.

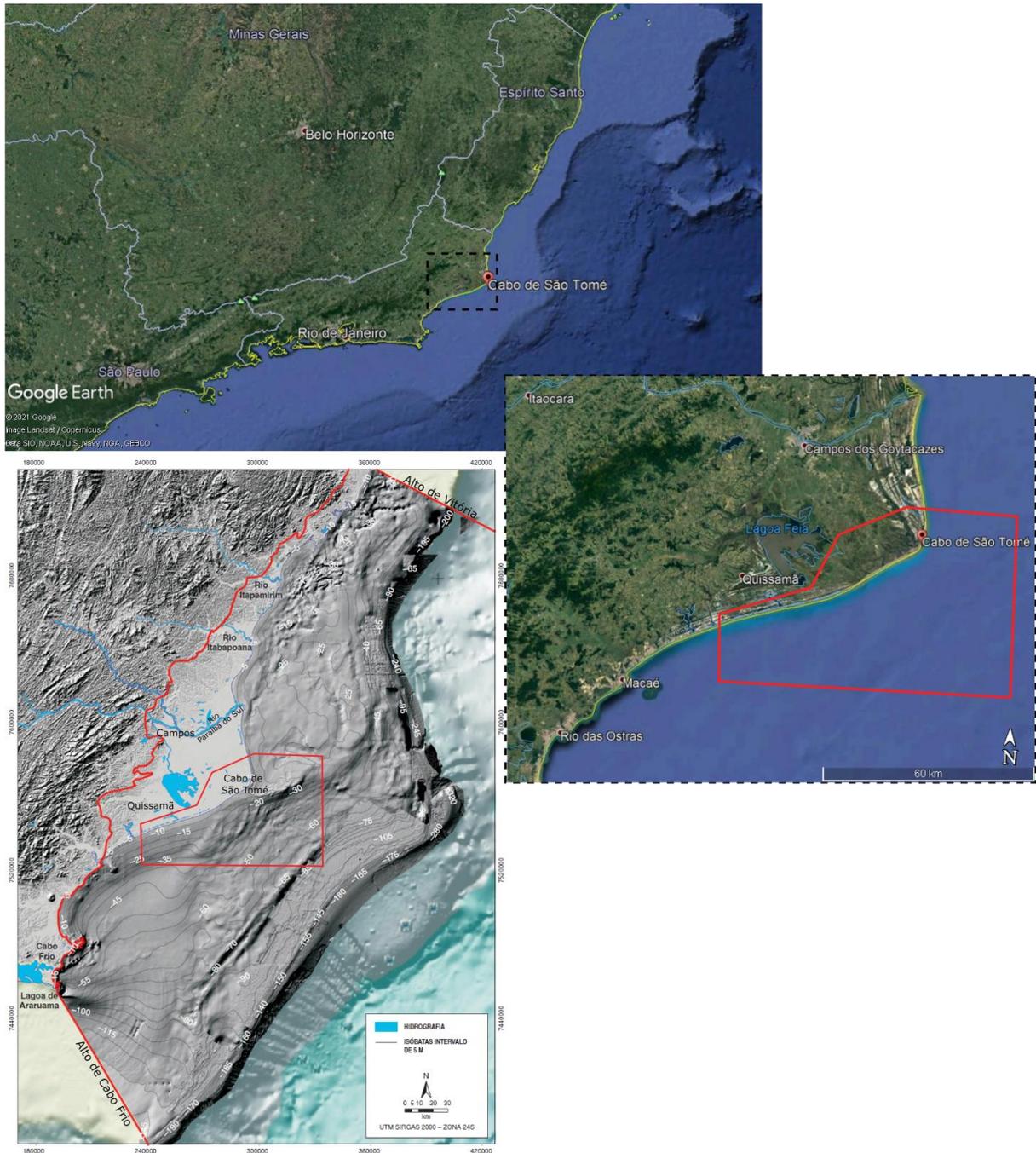


Figura 1 - Localização da área de estudo (destacada pelo polígono em vermelho) via satélite do Geogole Earth.

## 2. Revisão bibliográfica

A região sudeste do Brasil passou por três episódios tectônicos importantes: o primeiro, durante a amalgamação do supercontinente Gondwana, causando os eventos magmáticos e metamórficos que deram origem às rochas do embasamento cristalino proterozóico da Faixa Ribeira; o segundo, associado aos esforços de ruptura do supercontinente, iniciados no início do Jurássico (Eojurássico), e consequente

formação das bacias marginas, como a Bacia de Campos no início do Cretáceo (Eocretáceo); e, por último, relacionado a reativações tectônicas e, conseqüentemente, a implementação do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (Heilbron *et al.*, 2012).

### **2.1. Arcabouço estrutural Pré-Cambriano**

A Faixa Ribeira é um cinturão orogênico de direção NE-SW inserido no setor central da Província Estrutural Mantiqueira desenvolvido entre o Neoproterozóico e o Neocambriano, durante o Ciclo Brasileiro (Almeida e Hasui, 1984), que se estende paralelamente ao longo da costa sul e sudeste e compreende parte do embasamento cristalino da região sudeste do Brasil (Figura 2). O cinturão é resultado da colisão entre os crátons do São Francisco-Congo com a parte ocidental do de Angola (Heilbron *et al.*, 2012).

O embasamento da Bacia de Campos, representado pela Faixa Ribeira, foi muito estudado em superfície e corresponde aos mesmos domínios litológicos dos gnaisses pré-cambrianos que afloram nas áreas vizinhas das bacias marginais (Milani *et al.*, 2001). Na área de estudo o embasamento é constituído por biotita gnaisses de idade pré-cambriana, pertencente à Província Proterozóica da Faixa Ribeira (Rangel *et al.*, 1994; Winter *et al.*, 2007).

O Rio Paraíba do Sul corre encaixado entre a Serra do Mar e a Serra da Mantiqueira, em unidades que constituem a Faixa Ribeira. A orientação do vale fluvial acompanha a orientação NE-SW do arcabouço estrutural regional até as proximidades do município de Itaocara, onde há uma inflexão para NW-SE em direção a cidade de Campos. A partir de Campos o canal fluvial novamente segue a orientação preferencial NE-SW e se dirige ao litoral.

A região do Complexo Deltáico do Rio Paraíba do Sul está localizada na porção central do da Faixa Ribeira. Heilbron *et al.* (2004) subdividiu essa porção em quatro terrenos tectono-estratigráficos: Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul/Embú e Cabo Frio (Figura 2). Tais terrenos são limitados por importantes descontinuidades estruturais, empurrões e zonas de cisalhamento transpressivas subverticais, geralmente dextrais (Heilbron *et al.*, 2012).

A acreção de terrenos e microplacas que formou a chamada Faixa Ribeira teve sua primeira fase colisional datada entre 580-550 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000.) e

a segunda entre 530-510 Ma, quando o Terreno Cabo Frio foi acrescentado à Faixa Ribeira (Schmitt *et al.*, 2004).

Os lineamentos pré-cambrianos, de direção NE-SW, foram estruturas preferenciais para estruturação geotectônica e geomorfológica da região em superfície (Almeida, 1971; Souza-Lima e Hamsi Junior, 2003; Ponte e Asmus, 2004; Riccomini *et al.*, 2004). A compartimentação do embasamento na região do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul foi controlada principalmente pelas estruturas e pelos domínios geotectônicos (tectono-estratigráficos) citados, além de outros secundários de direções E-W, N-S e NW-SE (Heilbron *et al.*, 2012).

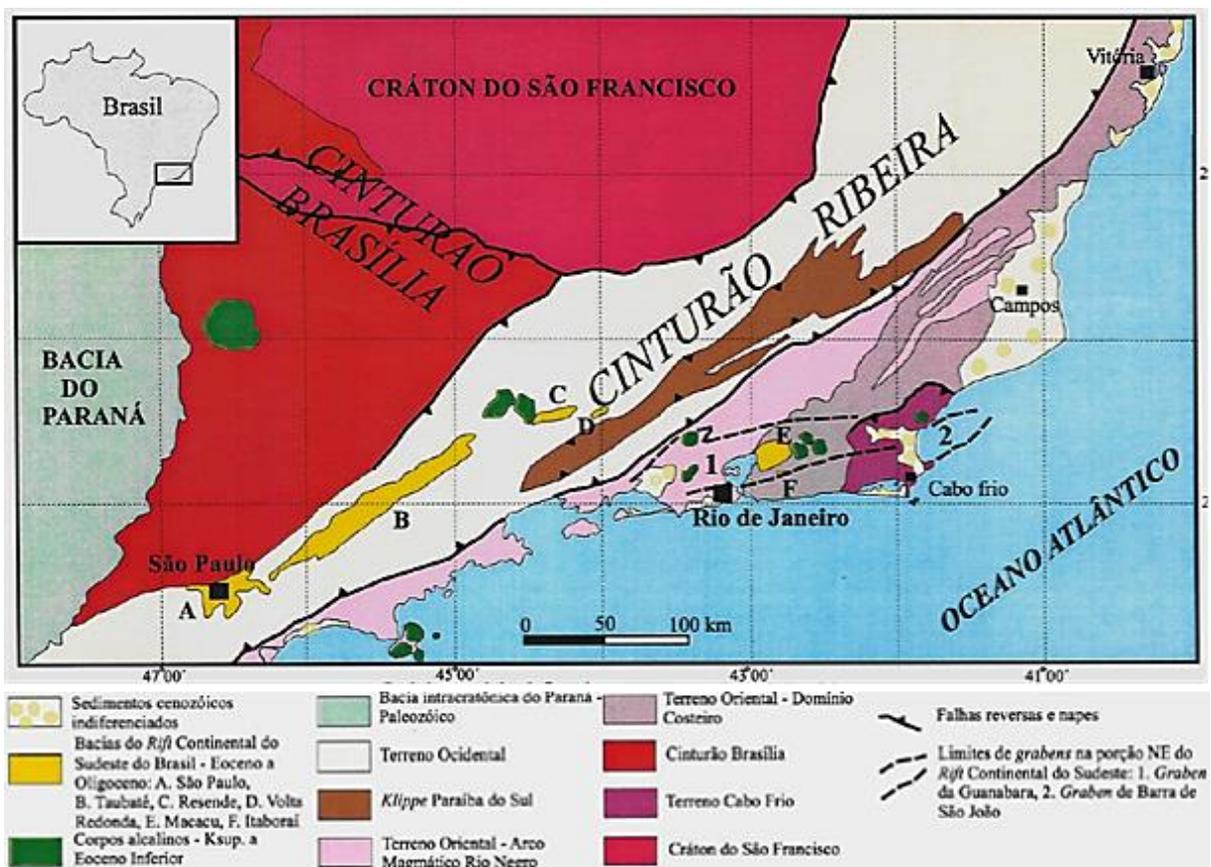


Figura 2 - Mapa da compartimentação tectônica da região sudeste. Destaque para a Faixa Ribeira e o Terreno Ocidental, Oriental e os sedimentos cenozóicos nas proximidades da área de estudo (modif. De Riccomini *et al.*, 2004).

## **2.2. Magmatismo Mesozoico**

No início do Cretáceo a abertura do Oceânico Atlântico Sul em consequência à ruptura do supercontinente Gondwana causou consequentes efeitos tectono magmáticos na região Sul e Sudeste (Cobbold *et al.*, 2001; Milani *et al.*, 2001).

A atividade vulcânica Eocretácea de composição básica é conhecida em algumas bacias da margem continental brasileira e na faixa costeira da África. Diversos eventos magmáticos ocorreram durante esse período de rifteamento, como por exemplo os grandes derrames basálticos da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná e extravasamentos de magma basálticos em algumas bacias marginais que atingiram a superfície (Thomaz Filho *et al.*, 2008).

Há grande expressão e volume desse magmatismo nas bacias da margem leste brasileira, ao sul da Bacia do Espírito Santo. A Formação Cabiúnas é um exemplo de atividade vulcânica durante esse período. Conhecida como o embasamento econômico da Bacia de Campos, foi depositada no Hauteriviano, equivalentes às sequências K20-K34 (Winter *et al.*, 2007). Essa unidade é caracterizada por basaltos toleíticos, intercalados com camadas finas de rochas vulcanoclásticas e sedimentares. Diabásios e rochas com textura traquítica também podem ser presentes, no entanto o volume de ocorrência é muito pequeno comparado ao dos basaltos (Mizusaki, 1986).

Os basaltos da Formação Cabiúnas cobrem discordantemente o embasamento pré-cambriano (Winter *et al.*, 2007) e estão sobrepostos por rochas cenozóicas e mesozóicas que atingem espessuras na ordem de milhares de metros. Na fase rifte propriamente dita, a Formação Cabiúnas foi fragmentada em altos e baixos estruturais que reaproveitaram em grande parte as direções preferenciais de estruturação do embasamento Pré-cambriano.

## **2.3. Evolução tectonossedimentar**

A evolução do Atlântico Sul, em sua margem divergente em geral, é marcada por fases com padrões de tectônica e sedimentação distintos. Cainelli e Mohriak (1999b) e Moriak (2003) reconhecem cinco fases principais (Figura 3).

A primeira fase de Cainelli e Mohriak (1999b) representa o período intracratônico do supercontinente Gondwana (Figura 3a), quando iniciaram os

processos extensionais de separação América do Sul-África, com a formação de largas e suaves bacias deposicionais (Chang *et al.*, 1992). Durante a segunda fase de Cainelli e Mohriak (1999b) e Mohriak (2003) (Figura 3b) houve um aumento do estiramento litosférico com extrusão de lavas basálticas, marcadas pela formação de grandes falhas na crosta continental e formação de semi-grábens preenchidos por sedimentos continentais lacustrinos (Neocomiano - Barremiano). Rangel *et al.* (1994) e Winter *et al.* (2007) consideram ambas as fases pertencentes à fase Rifte.

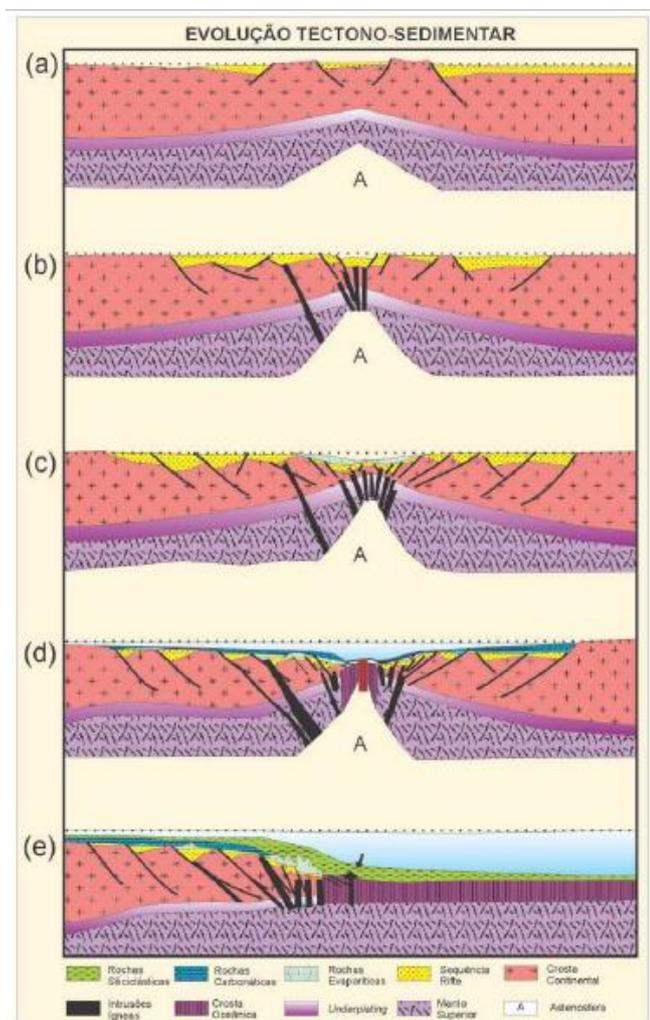


Figura 3 - Modelo da evolução tectono-sedimentar da margem continental divergente (Mohriak, 2003).

Em seguida houve uma ampla subsidência regional associada ao resfriamento da litosfera, e os blocos falhados soerguidos foram erodidos em resposta a uma regressão regional formando uma discordância do tipo *break-up* (Karner, 2000) devido à abertura do Atlântico Sul. Essa discordância regional que erode e nivela toda

topografia foi denominada de discordância pré-neo-Alagoas (Guardado *et al.*, 1989; Winter *et al.*, 2007).

A terceira fase (Cainelli e Mohriak, 1999b; Moriak, 2003) marca o final do rifteamento, quando há um novo aumento da extensão litosférica marcado por grandes falhas que rotacionaram os blocos de rifte formados anteriormente (Figura 3c), e em seguida cobertos por sedimentos que foram rotacionados ao longo da sedimentação. Algumas bacias registram uma espessura significativa de sedimentos aptianos pouco afetados por falhas acima dos sedimentos rotacionados, que caracterizam uma sequência sedimentar do estágio final de rifte ou transicional, também conhecidas como *sag basins*. Essa sequência sedimentar é seguida pela deposição de evaporitos (Figura 3c) e por um período de águas rasas caracterizado por uma sedimentação carbonática (Figura 3d).

Em seguida ocorre um aumento de paleobatimetria (Cenomaniano – Turoniano), e uma acelerada fase de subsidência na Bacia de Campos durante o Turoniano – Campaniano (Cobbold *et al.*, 2001), o que conseqüentemente cessa a deposição carbonática, e começa a ser sedimentada uma sequência marinha de águas profundas (Figura 3e).

No fim do Cretáceo houve um aumento significativo no aporte sedimentar devido ao soerguimento da Serra da Mantiqueira e da Serra do Mar, resultando em uma progradação de siliciclásticos e formando grandes cunhas sedimentares que ao avançar na direção da quebra da plataforma forçaram uma regressão marinha. Esses episódios são também associados a reativações de falhas do embasamento e a episódios magmáticos (Cainelli e Mohriak, 1998 *in* Moriak, 2003).

As duas últimas fases de Mohriak (2003) são consideradas como pertencentes à fase de margem passiva por Rangel *et al.* (1994) e nomeada como fase drifte por Winter *et al.* (2007).

Bosence (1998) propõe o estabelecimento de um evento rifte a partir do reconhecimento de discordâncias. Assim, o processo de rifteamento tem como registro uma fase sin-rifte limitada no topo e na base por discordâncias, que sobrepõe unidades pré-rifte e é sobreposta por unidades pós-rifte. A separação das fases pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte se dá por discordâncias: a discordância sin-rifte/pré-rifte e a

discordância pós-rifte (Figura 3). Nesse modelo o principal fator de compartimentação das fases é o comportamento geométrico dos estratos internos.

Segundo o modelo de Bosence (1998) a deposição pré-rifte é determinada por estratos plano-paralelos a inclinados, denotando a estruturação sofrida pela tectônica sin-rifte posterior a sua deposição. Indiretamente, desta forma a discordância pré-rifte pode ser do tipo discordância angular e/ou não-conformidade. Os estratos sin-rifte apresentam geometria divergente, reflexo de sua deposição sin-tectônica. Por fim, os estratos do pós-rifte são plano-paralelos e horizontais, o que reflete um contexto deposicional posterior a uma intensa atividade tectônica do rifte. A discordância de pós-rifte seria então do tipo paraconformidade ou desconformidade.

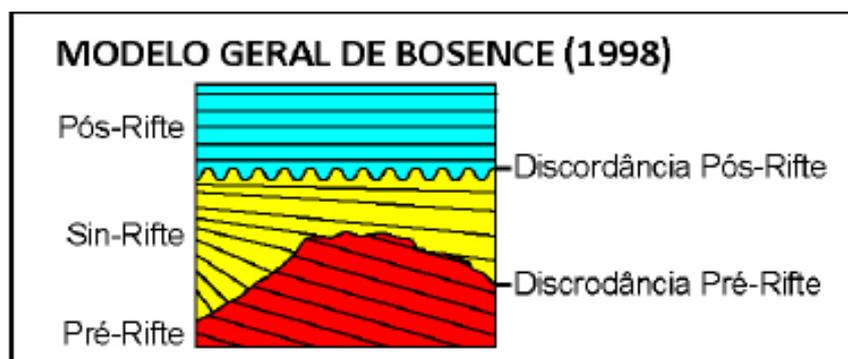


Figura 4 - Modelo geométrico básico de Bosence (1998) com critérios estratigráficos para separar a seção sin-rifte das seções pré e pós-rifte, e suas discordâncias respectivas. (Modificado de Bosence, 1998).

## 2.4. Arcabouço Estrutural da Bacia de Campos

Nos estágios iniciais de abertura do oceano Atlântico, formou-se um *rift valley* alongado na direção SW-NE, onde se desenvolveram grábens, meio-grábens e *horsts*. Esse sistema é caracterizado por falhamentos em blocos orientados paralelamente à costa e alongados na direção NE-SW/NNE-SSW (Raja Gabaglia e Milani, 1990) e, com menor expressividade, falhas de direção NNW-SSE e E-W (Guardado *et al.*, 1989; Dias *et al.*, 1990). Essas estruturas originaram áreas elevadas e depocentros lacustres.

Dias *et al.* (1990) pontuam que há um paralelismo entre as estruturas da fase rifte com os principais alinhamentos do embasamento cristalino adjacente, o que mostra que a ruptura crustal do início do Cretáceo foi facilitada pelas discontinuidades pré-Mesozóicas existentes. A atividade dos falhamentos é em geral balizada pela

discordância pré-neo-Alagoas. Por esta razão, assume-se este horizonte como o topo da fase rifte na Bacia de Campos.

As falhas de direção E-W estão associadas ao Alto de Cabo Frio, onde ocorre uma importante mudança no caráter estrutural da margem, como a inflexão da linha de costa (Mohriak e Barros, 1990). Há um padrão de falhamento de blocos, relacionado ao rifteamento inicial, e falhamentos lístricos decorrentes da movimentação de corpos de sal que atingem até a porção superior das linhas sísmicas (Guardado *et al.*, 1990).

Alguns autores (Cobbold *et al.*, 2001; Fetter, 2009; Lourenço *et al.*, 2014) propõe que as estruturas NNW-SSE do embasamento sofreram reativações episódicas através de uma componente lateral (transcorrente) durante diferentes fases do desenvolvimento da bacia. Em seu trabalho Lourenço *et al.* (2014) destacam a presença de estruturas NW-SE através de mapas de intensidade de anomalia magnética (TMI) e as interpreta como falhas de transferência. Cobbold *et al.* (2001) indica que estruturas do início do Cretáceo e zonas de transferência do Neocomiano foram reativadas durante o Cretáceo Tardio, Eoceno e Neógeno como resultado de estresses de placa e atividades de *hot-spots*. Fetter (2009) sugere que as estruturas que afetam o embasamento teriam sido reativadas no Cretáceo Inicial (Eocretáceo) e no Tardio (Neocretáceo) por componentes transcorrentes dextral e sinistral, respectivamente.

Dias *et al.* (1990) ressaltam que um dos falhamentos mais expressivos da bacia é denominado Linha de Charneira da Bacia de Campos ou Falha de Campos, uma importante estrutura da fase rifte com movimentação normal sintética e com mergulho na direção dos principais depocentros da bacia, orientada paralelamente à linha de costa (Dias *et al.*, 1990; Guardado *et al.*, 1989). Segundo esses autores, a charneira separa a área de ocorrência dos sedimentos de idade cretácea a leste da área de embasamento raso a oeste (Figura 5; Figura 6). Segundo Guardado *et al.* (1989) a falha de Campos (para outros autores denominada Linha de Charneira) também marca o limite entre crosta continental normal, a leste, e a crosta continental estirada, a oeste.

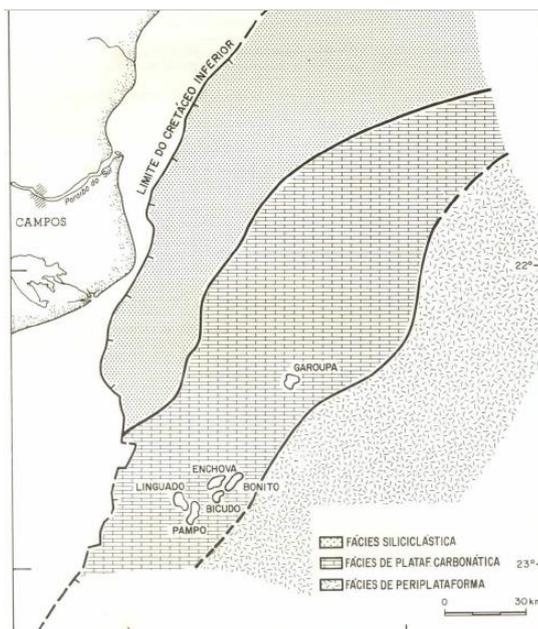


Figura 5 - Mapa de fácies do topo do Membro Macaé Inferior (Esteves *et al.*, 1987 *in* Dias *et al.*, 19910, onde o limite do Cretáceo inferior condiz com a Falha-Charneira de Campos.

Chang *et al.* (1990) pontua que tal estrutura foi formada por processos de subsidência que a bacia sofreu durante o rifteamento, no mesmo intervalo do pulso principal do estiramento crustal, durante as idades Buracica e Jiquiá, no intervalo dentre o Barremiano e o Aptiano.

Mohriak e Barros (1990) se referem a essa estrutura com o limite pré-Aptiano da bacia, que corresponde a um incremento acentuado no ângulo de mergulho do embasamento em direção ao mar, e limita a deposição de sedimentos do Eocretáceo, separando uma área caracterizada por um depósito continental rifte espesso de uma área de embasamento raso. Localmente, está associada a um falhamento bastante expressivo, com rejeitos, ao nível do embasamento, da ordem de centenas de metros, correspondendo a um incremento acentuado no ângulo de mergulho do embasamento em direção ao mar. Os autores utilizam também os nomes “unha de charneira” ou “linha de charneira pré-aptiana” para se referir a estrutura.

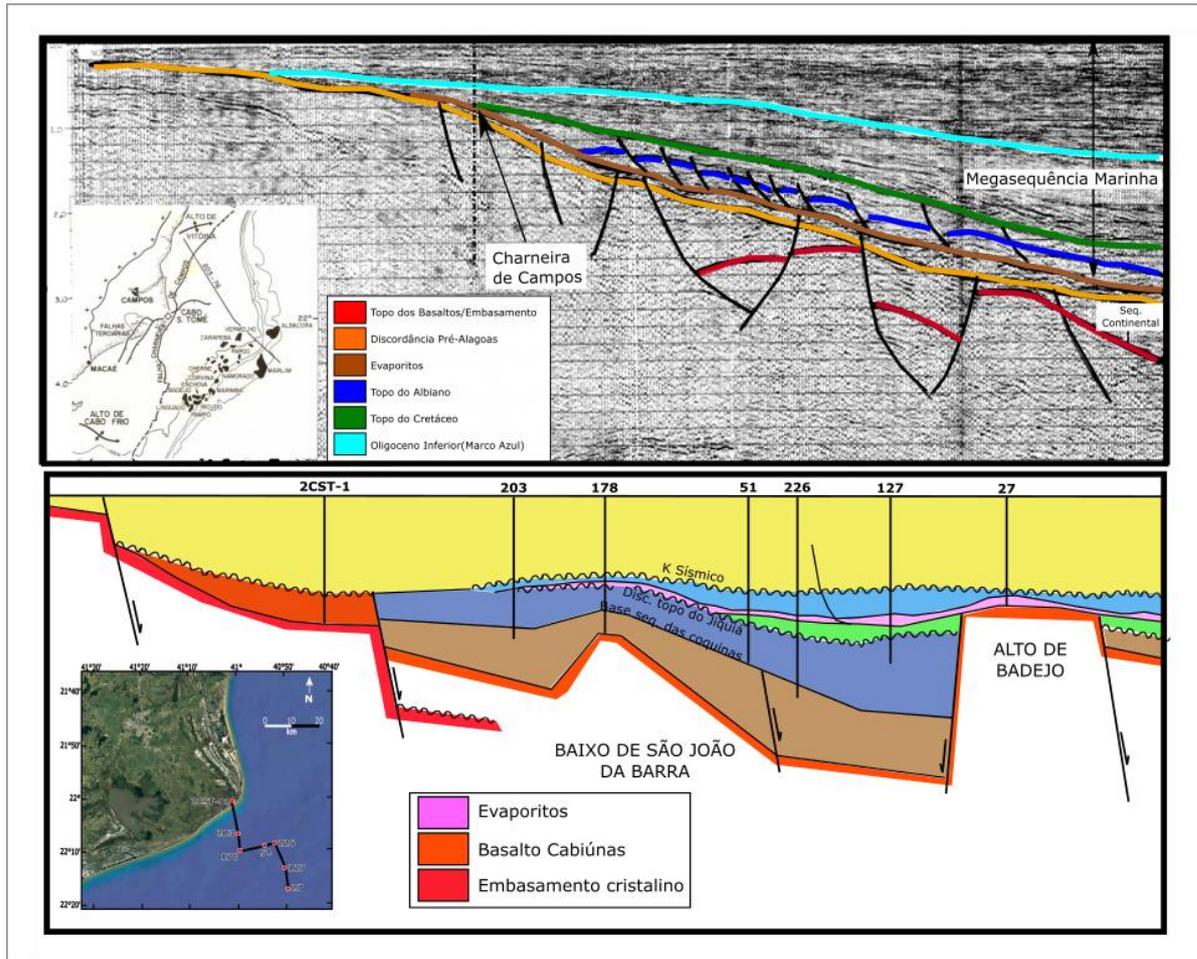


Figura 6 - Acima interpretação da seção sísmica 203-76, com o lineamento da Charneira de Campos demarcado no mapa de localização. Abaixo uma seção geológica regional dip mostrando as principais feições tectono-sedimentares da bacia a partir de dados de poços e sísmica 52-AL-238 (Modif. De Dias *et al.*, 1990). Observar na interpretação da seção geológica pelos autores da camada cretácea, abaixo da discordância do topo do cretáceo (k-sísmico), em contato com o basalto, deslocando do embasamento acústico através de uma falha de grande rejeito.

Segundo Karner (2000), a charneira consiste, de forma geral, em uma série de segmentos de blocos altos do embasamento continental, falhados e basculados, dispostos *en echelon*. Zalán e Oliveira (2005) descrevem que a oeste da linha de charneira não ocorrem sedimentos cretáceos, observa-se apenas o Cenozoico sobre o embasamento raso. Os autores se referem a estrutura como “charneira cretácea” (Figura 7).

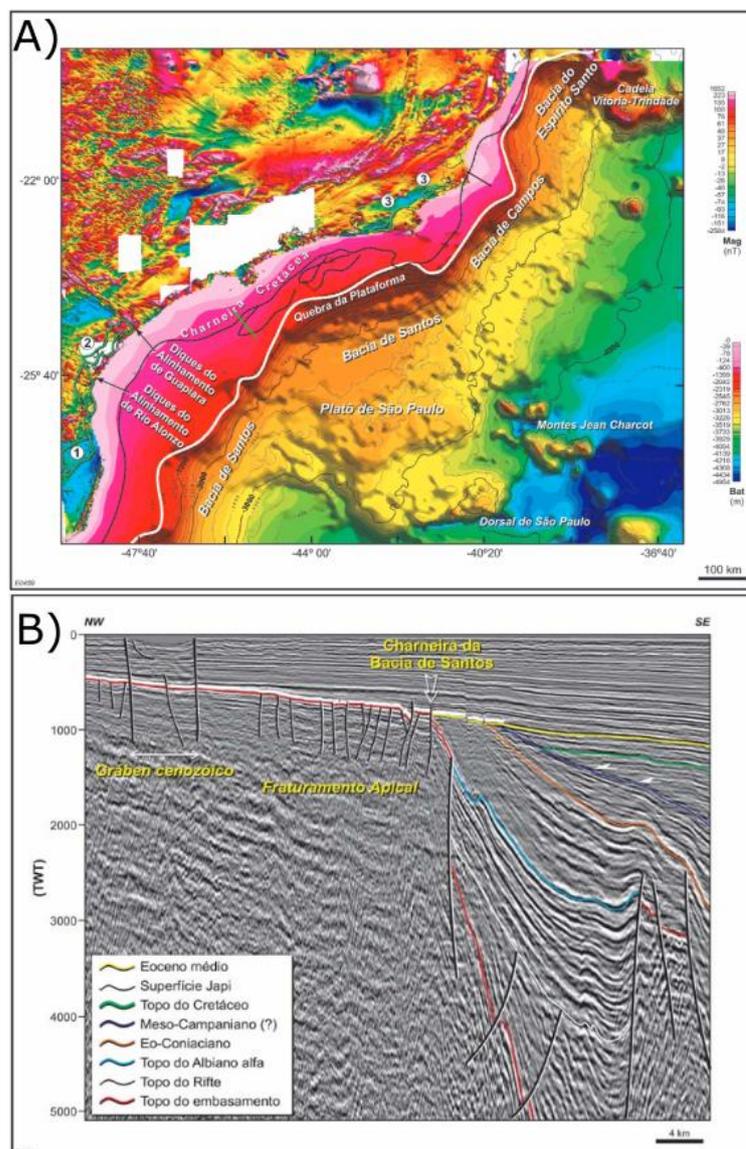


Figura 7 - A) Mapa magnético reduzido ao pólo (Terra) mostrando a charneira cretácea e a quebra atual da plataforma continental. A área em branco indica ausência de dados. Áreas do embasamento pré-cambriano ressaltadas: 1 – Grupo Brusque, 2 – Terreno Paranaçuá, 3 – rochas metassedimentares do Terreno Cabo Frio. (Mod. De Zalán e Oliveira, 2005). A linha em verde na Baía de Santos representa a localização da linha interpretada pelos autores em B), e a linha em preto na Baía de Campos é a linha E48.328 utilizada no presente trabalho. B) Linha sísmica 2D interpretada por Zalán e Oliveira (2005).

Contudo, Lana (2011) descreveu uma seção sedimentar de aproximadamente 940m no poço 2-CST-01 de idade nealbian-eocenomaniana, marcada pela presença de cistos do dinoflagelado *Ovoidium verrucosum* e datada através de métodos palinológicos. A autora sugere que a essa seção cretácea é predominantemente constituída pelos arenitos imaturos, argilitos e conglomerados da Formação Goitacás, depositados em ambientes marinhos restritos (estuarinos), que teriam servido como fonte dos sedimentos marinhos cronocorrelatos da Formação Outeiro, ambos do

Grupo Macaé. Tal trabalho traz à tona a informação de deposição de sedimentos de idade cretácea a oeste da charneira.

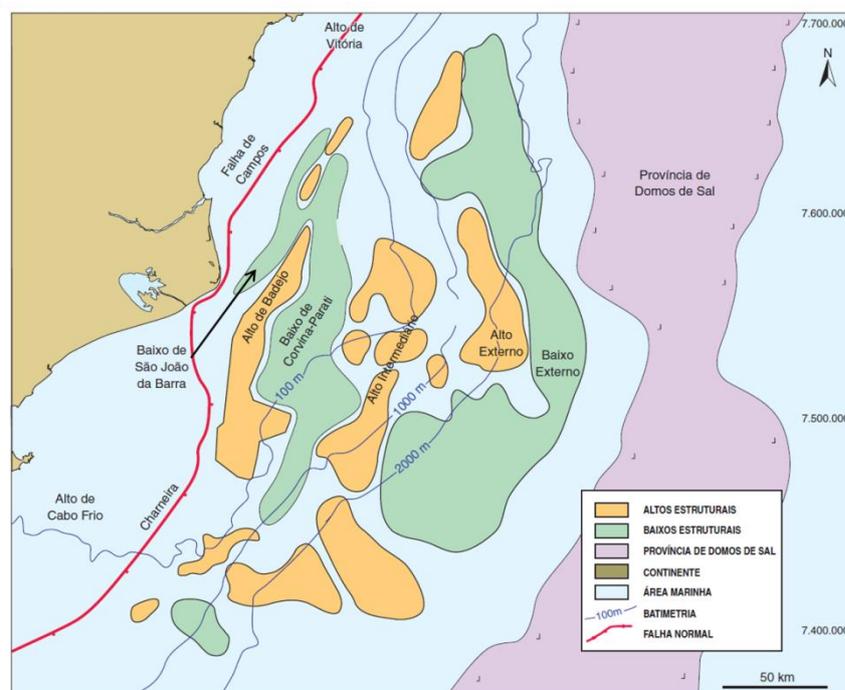


Figura 8 - Mapa dos compartimentos estruturais da *Bacia de Campos* (modificado de Defeo e Picolini, 2014, segundo o mapa de Guardado *et al.*, 2000). A seta indicando a localização correta do Baixo de São João da Barra foi incluída pela autora, adotando a denominação de Dias *et al.*(1990).

Durante a fase rifte, o embasamento da bacia foi deslocado por falhas normais, antitéticas e sintéticas, que controlaram a ocorrência de riftes, horstes e grábens, que compartimentam a bacia. A figura 8 exhibe as principais feições estruturais da fase rifte, que incluem: os altos de Cabo Frio, Badejo, Intermediário e Externo; e os Baixos de São João da Barra, Corvina-Parati e Externo (Guardado *et al.*, 2000).

Outras estruturas de grande importância no arcabouço estrutural da Bacia de Campos são domos salinos uma vez que a movimentação plástica dos evaporitos influenciou o dinamismo estrutural da bacia, formando falhas lístricas e imprimindo vários tipos de estruturas no arcabouço pós-rifte (pós-sal) da bacia.

Durante o evento tafrogênico que deu origem ao sistema de riftes continentais do sudeste do Brasil, no Neocretáceo-Paleógeno, ocorreu também a reativação de estruturas da fase rifte na Bacia de Campos acompanhada de magmatismo básico no

Neocretáceo (Coniaciano:  $83 \pm 2$  Ma) e Eoceno ( $53 \pm 2$  Ma), que alcança áreas de até 10.000 km<sup>2</sup> de vulcanoclásticas, no sul da bacia (Dias *et al.*, 1990). Segundo Dias *et al.* (1990) essa reativação tectônica distensiva somada a uma subsidência localizada na região de plataforma rasa deu origem ao Baixo de São Tomé (Figura 9). Este baixo, geograficamente é coincidente com o Baixo de São João da Barra e armazenou enorme volume de sedimentos siliciclásticos em ambiente costeiro e de plataforma.

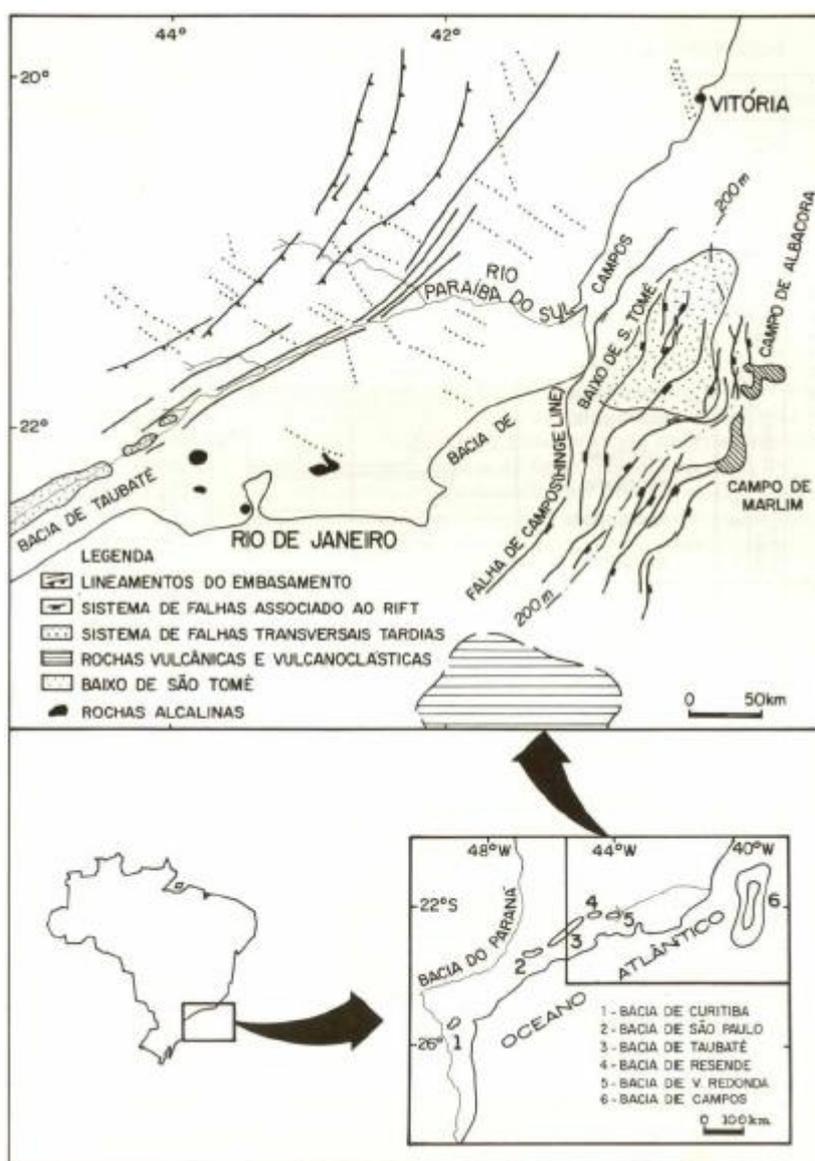


Figura 9 - Mapa de localização do Baixo de São Tomé e da área de ocorrência do vulcanismo do Neocretáceo e Eoceno. As principais estruturas na plataforma rasa e no continente são também indicadas, assim como as bacias do Rite Continental do Sudeste do Brasil (Dias *et al.*, 1990).

Em seu trabalho Lourenço *et al.* (2014) destacam a presença de estruturas NW-SE através de mapas de intensidade de anomalia magnética (TMI) e as interpretam como falhas de transferência. Fetter (2009) reconhece que as estruturas da fase rifte no Eocretáceo foram controladas por deformação transcorrente (*strike-slip*). Estas estruturas foram reativadas durante a fase posterior divergente, entre o Albiano e o Mioceno, influenciando a progradação dos sedimentos do Neógeno e controlando os domínios da tectônica salífera.

## **2.5. Tectônica neocretácea- cenozoica**

Cerca de 25 m.y. após cessado o período de rifteamento, iniciou-se um levantamento de natureza epirogenética da crosta continental em resposta à passagem da Placa Sul-Americana sobre uma anomalia térmica (*hotspot* de Trindade). Este soerguimento neocretáceo foi acompanhado de intenso magmatismo, porém sem atividade tectônica. Um megaplano costeiro, com mais de 2000 m de elevação, foi formado durante este período e transformou-se na principal área-fonte de sedimentos coniacianos-maastrichtianos das bacias de Campos, Santos e do Paraná (Zalán e Oliveira, 2005). Esse megaplano é denominado atualmente de Serra do Mar.

À medida que se esse megaplano se alçava, seu topo era biselado e nivelado pela erosão. Ao final de seu soerguimento, exatamente no limite Cretáceo/Paleógeno, uma superfície de aplainamento (Superfície Japi) nivelou-o em torno de 2000 m em relação ao nível do mar atual. A superfície regional erosiva denominada Japi (Topo do Cretáceo Superior - Almeida e Carneiro, 1998), é importante na identificação do tectonismo e na compreensão da evolução estrutural no Sudeste do Brasil. Para Zalán e Oliveira (2005) a superfície Japi trata-se, praticamente, do único nível de correlação regional existente em todo o embasamento Pré-cambriano do sudeste brasileiro, e segundo os autores o primeiro refletor a se nivelar a essa superfície na sísmica data do Mesoeoceno.

Segundo Riccomini *et al.* (2004), a superfície Japi teria sido originada por movimentação ao longo da linha de charneira cretácea e após um abatimento do bloco situado a oeste da linha de charneira a superfície teria sido posteriormente recoberta por sedimentos cenozóicos. Sua presença evidencia uma fase de erosão generalizada, atuante até o limite Cretáceo-Paleoceno, anterior à instalação do RCSB

(Riccomini *et al.*, 2004). Os sedimentos provenientes desta erosão são registrados nas bacias *offshore* de Santos e Campos (Tello Saenz *et al.*, 2003).

Esse grande soerguimento (89-65 Ma) provocou instabilidade isostática gerando o colapso gravitacional do megaplanalto por volta de sete mil anos após a cessação do soerguimento cujo clímax se deu durante o Mesoeoceno, Zalán e Oliveira, 2005). De acordo com Zalán e Oliveira (2005), com o abatimento do bloco costeiro da Serra do Mar Cretácea foi possível se desenvolver uma ampla plataforma continental nas bacias marginais a partir do Mesoeoceno. Os autores também pontuam que o antigo limite oriental da Serra do Mar Cretácea coincide com a atual linha de charneira das bacias de Santos e Campos.

Durante boa parte do Cenozoico (58-20 Ma) a crosta continental fendeu-se e afundou-se em diversas áreas, formando o Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste Brasileiro. Zalán e Oliveira (2005) caracterizaram a região entre o Paraná e Rio de Janeiro, emersa e imersa, num complexo sistema de riftes, grábens e semi-grábens originados segundo um modelo de quebra e colapso gravitacional. Este modelo remete ao modelo apresentado por Almeida *et al.* (1976), com a perspectiva de novos dados existentes, e propõe a definição de quatro grandes riftes: Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marinho (Figura 10).

Alguns autores sugerem que o embasamento da Bacia de Campos foi reativado ao longo de alguns pulsos na história de evolução da bacia. No Cenozoico, Lourenço *et al.* (2014) sugere que estruturas NNW do embasamento foram reativadas no Paleógeno por um regime de transtensão. Já Cobbold (2001) pontua que essas falhas de direção noroeste, geradas no processo de abertura da bacia, foram reativadas com uma componente lateral e liga esses eventos a orogenia andina.

Assim como antigas zonas de enfraquecimento datadas da Orogenia Brasileira foram reativadas durante a abertura do Gondwana, durante episódios tectônicos pós-abertura no Sudeste do Brasil, particularmente no início do Paleógeno, Ricomini *et al.* (1989) *in* Almeida e Carneiro (1998) descrevem evidências de reativações e falhamentos tectônicos em camadas sedimentares de idade pleistocênica ou até mesmo mais novas. Almeida *et al.* (2016) pontuam que a reativação das estruturas rúpteis transversais e oblíquas à Faixa Ribeira (direção NE-SW; Figura 2) são relatadas do Neógeno até o Quaternário, mostrando a longa história de geração e reativação de estruturas NNE, NNW, NW e E-W.

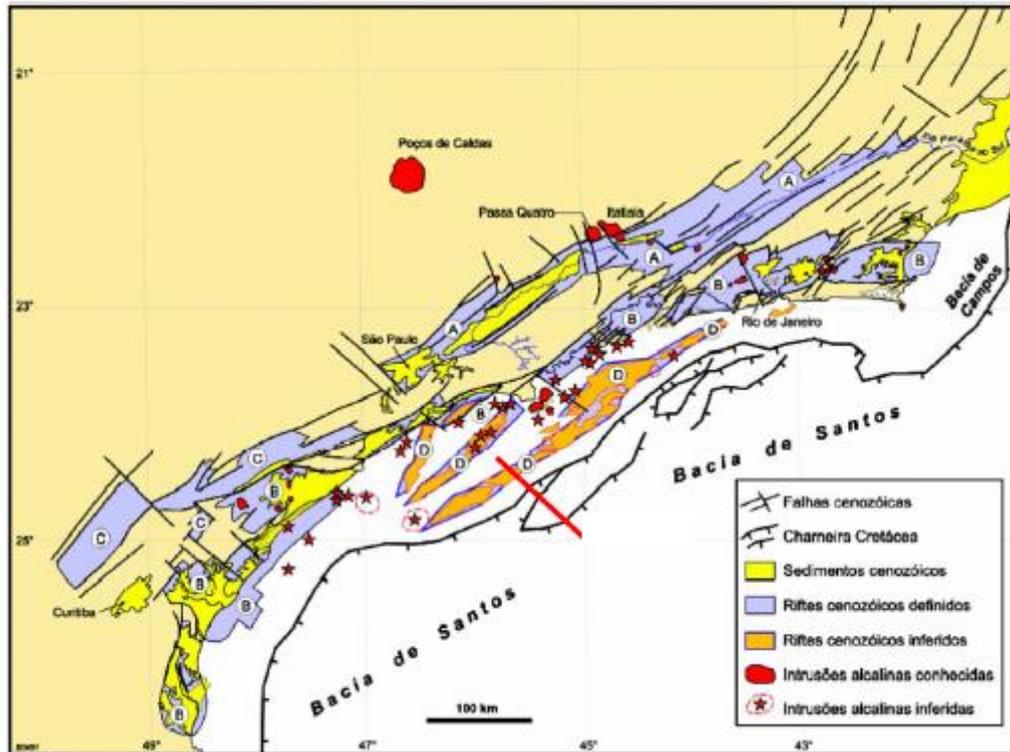


Figura 10 - Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCSB. A – Paraíba do Sul; B- Litorâneo; C- Ribeira; D- Marinhos; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões alcalinas, charneira das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul (Zalán e Olibeira, 2005).

Em suma, a discussão sobre eventos neotectônicos na porção sudeste e sua evolução tectonossedimentar durante o Cenozóico já foi pontuada por diversos autores (Riccomini *et al.*, 1989; Mello *et al.*, 1999; Riccomini e Assumpção, 1999; Ferrari, 2001; Riccomini *et al.*, 2004; Gontijo-Pascutti *et al.*, 2010).

Para Almeida *et al.* (2016) o resultado da superposição desses eventos tectônicos foi a compartimentação do estado do Rio de Janeiro em regiões com maior densidade de discontinuidades dúcteis e rúpteis, que são zona preferenciais para erosão que vêm sendo moldadas até o relevo atual (Figura 11). Tais zonas teriam uma longa história deformacional que demonstra que elas foram áreas que recorrentes reativações tectônicas, tanto de caráter dúctil quanto rúptil. São grandes lineamentos que se prolongam para o offshore e apontam para as bacias de Campos e Santos, onde desempenham importante papel na evolução e compartimentação das bacias.

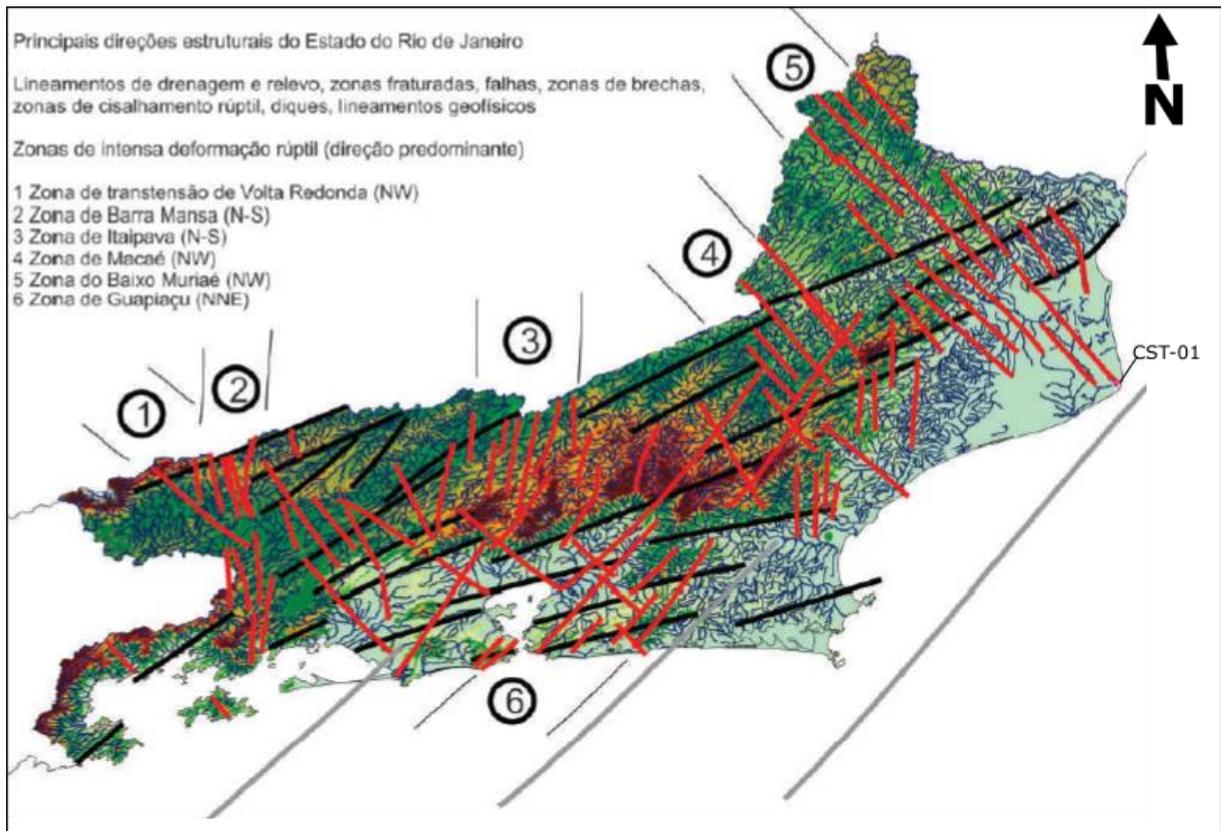


Figura 11 - Mapa das principais descontinuidades transversais ou oblíquas à Faixa Ribeira. Em preto as principais estruturas rúpteis paralelas ao orógeno; em vermelho as principais estruturas rúpteis transversais ou oblíquas ao orógeno; em cinza lineamentos obtidos por geofísica na área offshore. Descada a localização do poço do Cabo de São Tomé, CST-01 (Modif. De Almeida *et al.*, 2016).

De acordo com Riccomini (1989) e Riccomini *et al.* (2004), o Rifte Continental do Sudeste do Brasil evolve a partir de cinco fases tectônicas:

- 1ª Fase (Eoceno-Oligoceno) - distensão NNW-SSE, imposta pelo basculamento termomecânico da bacia de Santos, que teria levado à formação de uma depressão contínua, pela reativação de antigas zonas de cisalhamento brasileiras como falhas lítricas com caimento para o Oceano Atlântico.
- 2ª Fase (Neógeno-Mioceno) - transcorrência sinistral E-W, primeira fase de deformação do RCSB, provavelmente oligocênica a neogênica, com distensão NW-SE e, localmente, compressão NE-SW.
- 3ª Fase (Pleistoceno/Holoceno) - transcorrência dextral E-W, com compressão NW-SE.
- 4ª Fase (Holoceno) - distensão NW(WNW)-SE(ESE).

- 5ª Fase (Holoceno/sub-atual) - compressão E-W, caracterizada por famílias de juntas conjugadas de direção ENE e WNW, indicando campo de esforços que perduraria até o presente.

Ao primeiro evento deformador do SRCBS (Mioceno) estão relacionadas falhas transcorrentes ou de empurrão. As falhas de empurrão por vezes colocam blocos de rochas do embasamento sobre os depósitos sedimentares e falhas transcorrentes controlam a instalação de bacias de afastamento de pequenas dimensões (Riccomini, 1989).

Durante o segundo evento deformador (Neógeno-Quaternário) as falhas das bordas das bacias, ativas na fase de instalação do rifte, foram reativadas com caráter transcorrente, inverso e/ou de empurrão, localmente cavalgando depósitos sedimentares paleogênicos. Neste evento teriam sido afeiçoados os altos estruturais que atualmente separam o registro sedimentar paleogênico em bacias isoladas. O terceiro evento deformador (Pleistoceno tardio a Holoceno), de caráter distensivo, parece ter dado o contorno atual da distribuição dos sedimentos. O último evento deformador (Holoceno), compressivo, causou a reativação inversa de falhas de direções próximas de N-S e a geração de famílias de juntas conjugadas de cisalhamento em depósitos colúvio-aluviais (Salvador e Riccomini, 1995).

Tomaz *et al.* (2005), correlacionam duas fases tectônicas recentes descritas em seu trabalho às fases reconhecidas por Riccomini (1989) para o Rifte Continental do Sudeste do Brasil. A fase mais antiga se relaciona às falhas normais e normais dextrais NW e WNW, atribuídas ao regime tectônico de transcorrência dextral E-W, de idade pleistocênica – holocênica. Enquanto a fase mais recente se associa a falhas normais de orientação NE e ENE, correspondendo ao evento de extensão NW holocênico (Figura 12).

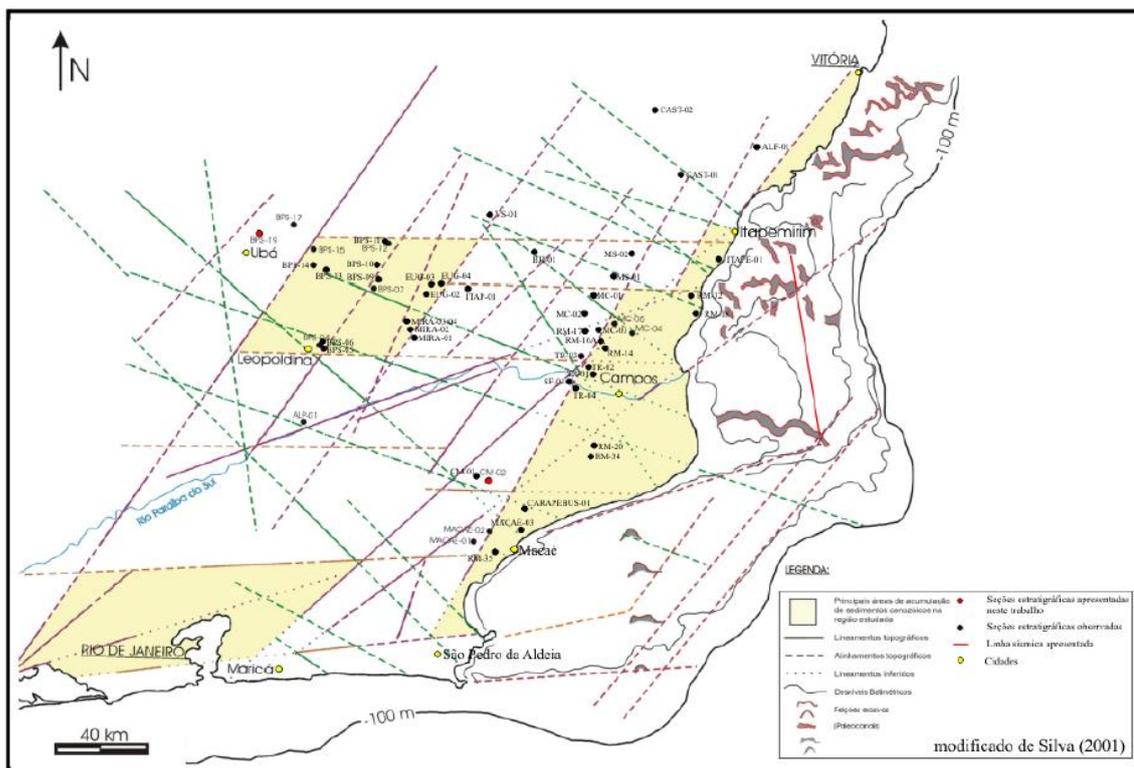


Figura 12 - Mapa integrado de compartimentação estrutural da porção emersa e da plataforma continental da bacia de Campos. Destaca-se o prolongamento de lineamentos desde o interior continental até a plataforma continental, com prevalência de lineamentos de direção NE-SW e E-W limitando estruturas topográficas romboédricas, e lineamentos NW-SE que muitas vezes deslocam tais estruturas (Tomaz *et al.*, 2005).

Essas estruturas NW-SE são associadas a um importante lineamento que controla o curso do rio Muriaé, afluente do rio Paraíba do Sul, e prolonga-se até o litoral Norte Fluminense onde condicionou a direção dos paleocanais fluviais do rio Paraíba do Sul. Assume-se, ainda, que o padrão de falhas NW está associado a mudança da desembocadura do rio Paraíba do Sul, visto que estas falhas limitam um alto estrutural localizado na porção central (região dos paleocanais) do CDRPS (Tomaz, 2003).

Os lineamentos de direção NE-SW, típicos do Pré-Cambriano, e E-W, relacionado às zonas de transferência instaladas na fase rifte e reativadas na fase drifte, limitam compartimentos topográficos com geometria romboédrica (Macedo *et al.*, 1991). Tais estruturas se destacam pela maior preservação de depósitos sedimentares cenozoicos. E estruturas com orientação NW-SE deslocam dextralmente áreas de acumulação sedimentar na região costeira (Tomaz *et al.*, 2005; Figura 12).

## 2.6. Litoestratigrafia da Bacia de Campos

A litoestratigrafia da Bacia de Campos e seus principais eventos tectônicos e deposicionais está resumida na carta estratigráfica de Winter *et al.* (2007) (Figura 13). A fase inicial de abertura do rifte e de desenvolvimento da bacia de Campos foi marcada pela atividade vulcânica e extravasamento dos basaltos da Formação Cabiúnas. Em condições iniciais de abertura do rifte, a porção basal Grupo Lagoa Feia foi depositada em baixos estruturais que originaram depocentros lacustres.

O primeiro intervalo deposicional do Grupo Lagoa Feia, de idade barremiana – aptiana tardia compreendem as formações Itabapoana, Atafona e Coqueiros e é composto por depósitos lacustres interdigitados com rochas vulcanoclásticas da Formação Cabiúnas (Winter *et al.*, 2007).

O intervalo superior do Grupo Lagoa Feia, do Aptiano tardio, contém as formações Itabapoana, Gargaú, Macabu e Retiro e foi depositado em condições transicionais (fase sag), quando a atividade tectônica do rifteamento já havia cessado. Este é composto principalmente por um espesso pacote clástico basal, com intercalações de carbonatos lacustres na seção intermediária a superior, e sucedidos por evaporitos da Formação Retiro no topo.

Winter *et al.* (2007) subdivide as formações em sequências deposicionais cronocorrelatas em intervalos definidos pelos autores (Figura 13). De acordo com essa classificação o Grupo Lagoa Feia está subdividido entre as sequências K36 e K38 na sua parte inferior (rifte) e K46, K48 e K50 na sua parte superior (pós-rifte).

A sequência K36 é marcada na base pela discordância do topo dos basaltos da Formação Cabiúnas e no topo pela discordância pré-Jiquiá (125,8 Ma). A K38 compreende as formações Itabapoana e Coqueiros do Grupo Lagoa Feia e tem seu limite inferior marcado pela discordância pré-Jiquiá e o superior pela discordância pré-neo-Alagoas (entre 120 e 123,1 Ma), que é facilmente indentificável em seções sísmicas (Winter *et al.*, 2007).

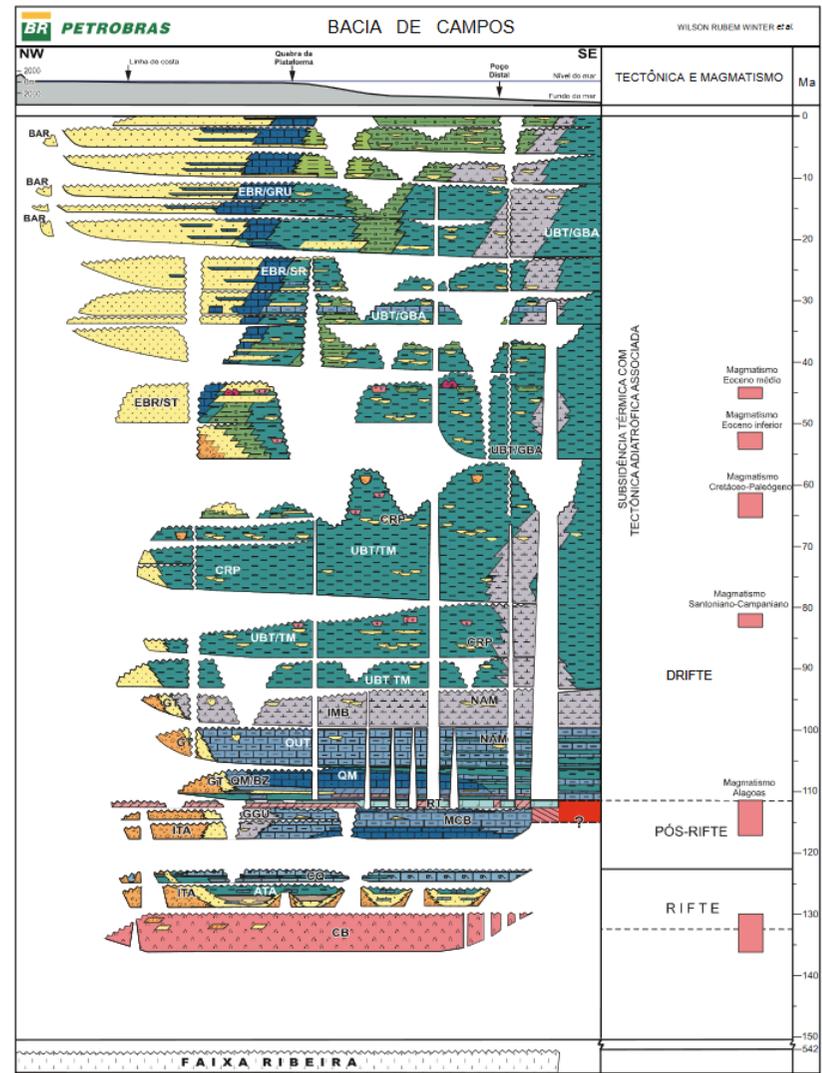
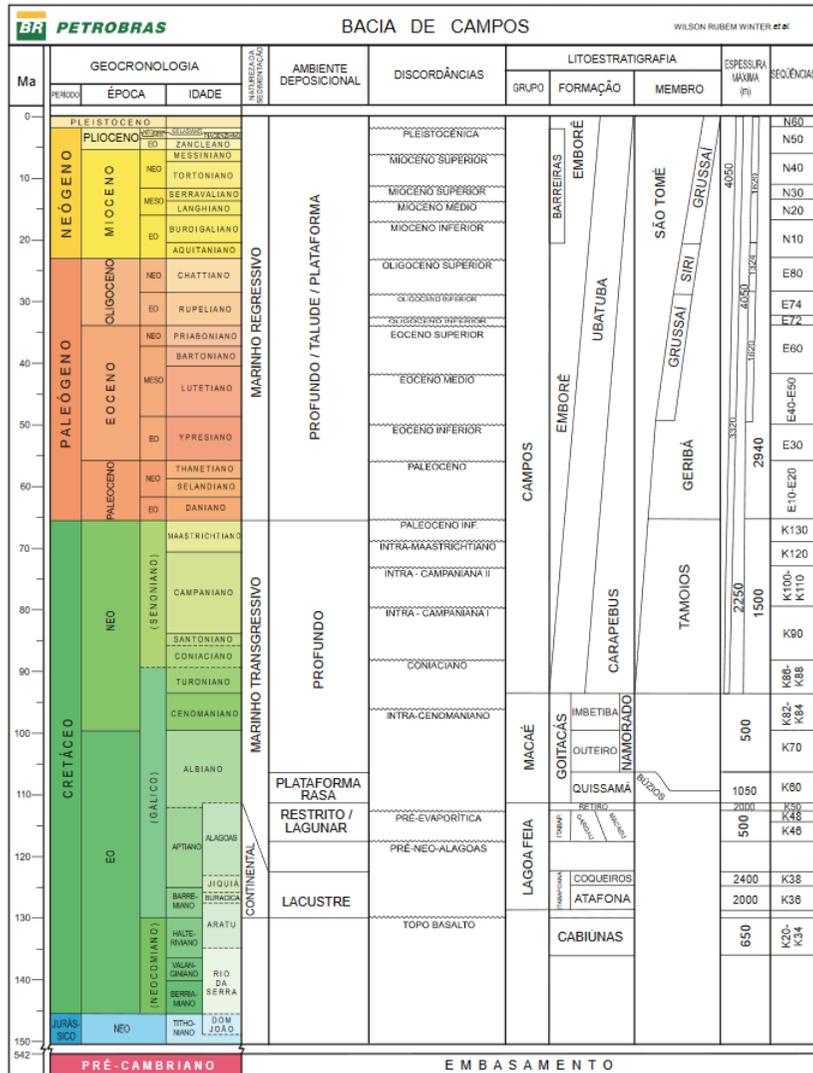


Figura 13 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos por Winter et al. (2007). O Grupo Lagoa Feia é dividido pelo autor em fase Rífte e Pós-rífte.

Winter *et al.* (2007) pontua que a Formação Coqueiros é facilmente reconhecida em sísmica pela sismofácies característica gerada pelo contraste entre os refletores relativos aos folhelhos do andar Jiquiá (com máximas amplitudes negativas) que intercalam com carbonatos de alta densidade.

As sequências K46 e K48 limitam-se na base pela discordância pre-neo-Alagoas, facilmente identificável em seções sísmicas, e no topo pela discordância pré-evaporítica (112 Ma). Tais sequências foram originadas durante a passagem de ambiente lacustre para marinho, representando assim uma grande expansão da bacia.

A sequência K46 apresenta um caráter progradacional, já a sequência K48 retrogradacional. A transição entre elas é marcada por uma discordância de idade estimada de 115 Ma, evidente na porção proximal da bacia e por variação de litofácies nas porções distais (Winter *et al.*, 2007).

Já a sequência K50 corresponde aos evaporitos da Formação Retiro, e está limitada na base pela discordância da base dos evaporitos e no topo pela transição entre os evaporitos e os sedimentos da Formação Goitacás e Quissamã (Grupo Macaé). Segundo Winter *et al.* (2007) essa sequência foi muito importante na arquitetura da bacia pois a movimentação do sal moldou o assoalho marinho e criou direções preferenciais para deposição dos sedimentos do Cretáceo Tardio.

O Grupo Macaé marca a transição de um ambiente de plataforma rasa para um ambiente marinho profundo. A megassequência plataforma carbonática rasa (Chang *et al.*, 1992) é representada principalmente pela Formação Quissamã, depositada durante o Albiano, após do término da fase sag. A Formação Goitacás (proximal) juntamente com a Formação Quissamã compreendem a sequência K60 de Winter *et al.* (2007), também conhecida informalmente como Macaé Alfa ou Macaé Águas Rasas.

O limite inferior da sequência K60 é o topo dos evaporitos da Formação Retiro, e o superior o marco estratigráfico denominado Marco Beta, de caráter regional, que corresponde a uma superfície de inundação máxima correlacionável ao Marco Glauconítico nas porções mais proximais da bacia (Winter *et al.*, 2007) O Marco Glauconítico presente nas porções proximais corresponde à discordância do topo dos sedimentos calco-arenosos das formações Goitacás e Quissamã.

Após o Albiano, houve um progressivo afundamento da bacia devido à subida do nível global do mar acompanhado de uma transgressão marinha, que resultou no afogamento da plataforma carbonática (Chang *et al.*, 1988). Em resposta a progressiva subida relativa do nível do mar foram depositados os sedimentos pelágicos da sequência K70, que corresponde às formações Goitacás (proximal), Outeiro (distal) e Namorado (Arenito Namorado), depositadas no Albiano Tardio durante 6,8 Ma, com taxa de sedimentação máxima de 53m/Ma. Essa sequência é delimitada na sua base pelo marco estratigráfico da superfície de inundação (Marcos Beta e Glauconítico) e no topo pela discordância que marca a passagem do Cretáceo inferior para o Cretáceo superior nas porções proximais e pelo Marco *Chalk* nas áreas não tão proximais (Winter *et al.* 2007).

A sequência K82-K84 seguinte compõe a parte superior do Grupo Macaé (Albiano superior ao fim do Cenomaniano) e corresponde às formações Goitacás (proximal), Namorado e Imbetiba (distal). Segundo Winter *et al.* (2007), nas porções proximais predominam conglomerados polimíticos e arenitos da Formação Goitacás. Essa sequência é limitada na sua base pela passagem do Cretáceo Tardio para o Inicial (Marco *Chalk*) e no topo por um evento anóxico. Dias (1990) destaca que a deposição do Macaé Superior, NeoAlbiano, é resposta à elevação relativa do nível do mar, compatível com as previsões de Vail (1977) para essa idade. A unidade foi depositada, aproximadamente, em 6 Ma, com taxa deposicional de 55m/Ma.

O Grupo Campos foi descrito por Schaller (1973) como formação e, posteriormente, elevado à categoria de grupo por Rangel *et al.* (1994). A unidade apresenta idade que varia do Turoniano ao Holoceno, e compreende a seção clástico-carbonática que está sobreposta aos carbonatos do Grupo Macaé. O grupo foi subdividido nas formações Ubatuba, Carapebus, Emborê e Barreiras (Winter *et al.*, 2007).

## **2.7. Fácies sedimentares e paleoambientes na Bacia de Campos emersa**

Como já foi descrito anteriormente, Lana (2011) reconheceu com base no conteúdo palinológico de amostras de testemunhos do poço 2-CST-1-RJ, sedimentos de idade eocretácea da Formação Goitacás. Esta unidade sedimentar eocretácea, na porção emersa da bacia, até o momento só foi identificada neste único trabalho.

Segundo Winter *et al.* (2007) na porção central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul ocorrem exclusivamente em subsuperfície sedimentos areno-lamosos conglomeráticos do Membro São Tomé da Formação Emborê e afloram arenitos conglomeráticos e lamitos da Formação Barreiras, que gradam lateralmente para carbonatos plataformais dos membros Siri e Grussaí da Formação Emborê e para folhelhos e margas distais do Membro Geribá da Formação Ubatuba (Figura 14).

O Membro São Tomé da Formação Emborê foi descrito originalmente no poço 2-CST-01, no Cabo de São Tomé, apresentando arenitos argilosos e cascalhos, mal selecionados, associados a um ambiente fluvial entrelaçado (Schaller, 1973; Gama Jr., 1977). As idades atribuídas ao Membro São Tomé são bastante controversas entre diversos autores, variando entre Maastrichtiano ao Holoceno (Rangel *et al.*, 1994); Neocretáceo ao Pleistoceno (Winter *et al.*, 2007) e Oligoceno/Plioceno (Gama Jr., 1977). Contudo, Lana (2011), também com base em dados palinológicos do poço 2-CST-01, atribui idade Paleógena/Neógena para esta unidade sedimentar.

Durante o Neógeno, a porção terrestre da Bacia de Campos registrou extensa sedimentação continental-costeira, conhecida como Formação Barreiras. Afloramentos da Formação Barreiras no estado do Rio de Janeiro ocorrem entre os municípios de Maricá e Barra de Itabapoana (Morais *et al.*, 2006), sendo que em maior extensão nas regiões a oeste e a norte da planície costeira do rio Paraíba do Sul, onde seus depósitos atingem o litoral e são erodidos pelas ondas, formando falésias ativas. Sua idade ainda é incerta, sendo normalmente aceita entre o Mioceno – Plioceno a Pleistoceno (Brito *et al.*, 1996), contudo, Morais *et al.* (2006), consideram a possibilidade da Formação Barreiras no estado do Rio de Janeiro ser crono-correlata aos depósitos eocênicos-oligocênicos das bacias do Sistema de Riftes Continentais do Sudeste do Brasil. Os afloramentos da Formação Barreiras na região de Búzios, adjacentes à falha de Pai Vitório, contém cascalhos polimíticos, permitindo Morais *et al.* (2016) associá-los à deposição sintectônica durante a evolução eocênica do Gráben de São João da Barra, localizado na plataforma continental rasa ao largo (Mohriak e Barros, 1990).

Recentemente Carelli *et al.* (2019) caracterizaram as fácies sedimentares e associações de fácies subsuperficiais da porção emersa da bacia de Campos, ao sul do Cabo de São Tomé, com base em testemunhos de sondagem, caracterizando paleoambientes fluvial e de leque aluvial para o Membro São Tomé (Figura 14).

Observou ainda uma diferença entre a profundidade do topo do embasamento entre os poços, mostrando um escalonamento de blocos com aprofundamento em direção ao *offshore* (Carelli *et al.*, 2019) (Figura 14). A sequência superior quaternária, nos poços analisados pelo autor correspondem aos depósitos do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, que possuem espessuras variando entre 70 a 140 m (Figura 14).

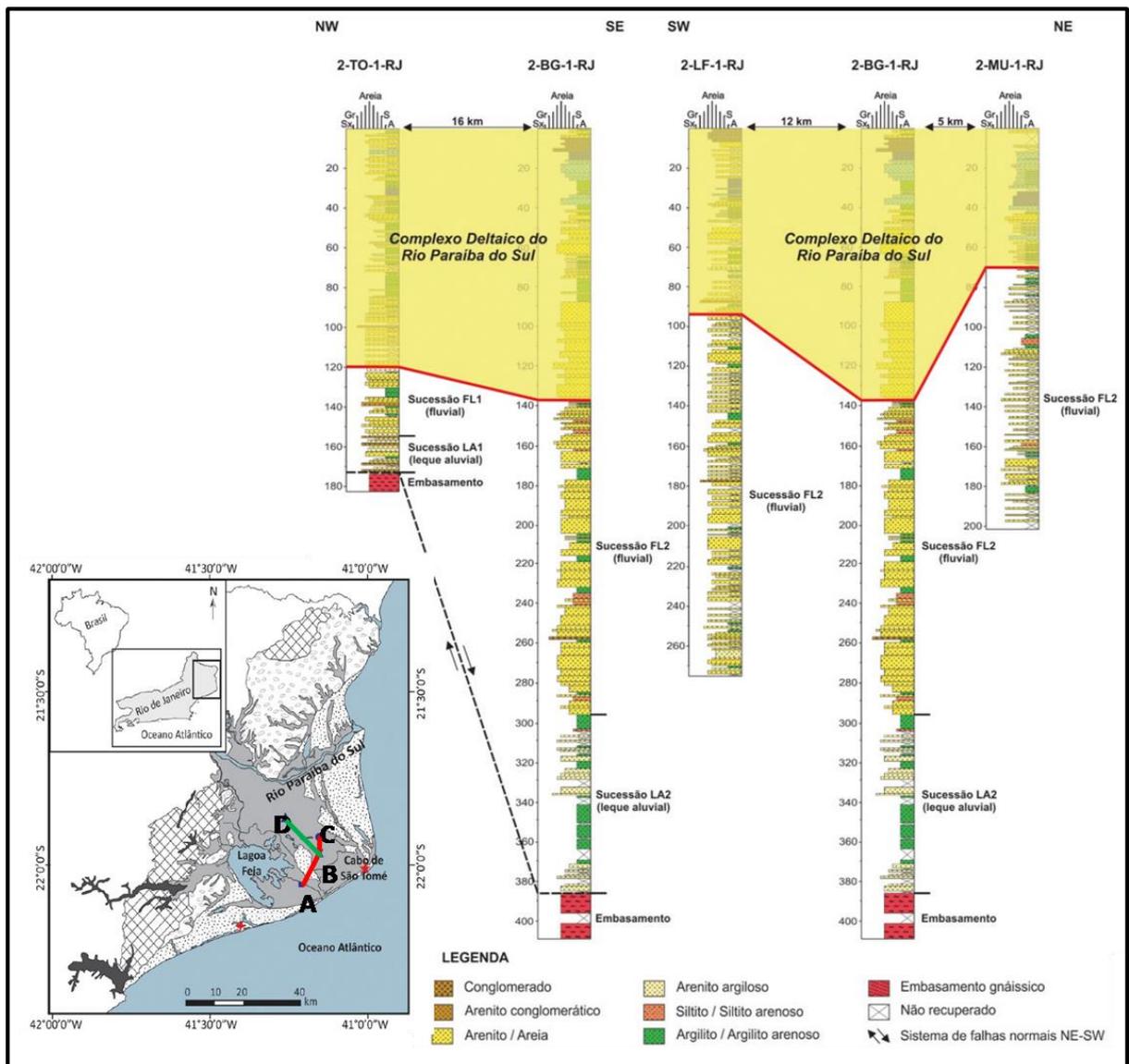


Figura 14 - Descrição faciológica de testemunhos de sondagem em quatro poços localizados na planície costeira, entre Campos e Cabo de São Tomé (modificado de Carelli *et al.*, 2019). No mapa de localização, poços (A) 2-LF-1-RJ; (B) 2-BG-1-RJ; (C) 2-UM-1-RJ; (D) 2-TO-1-RJ.

Plantz (2017) e Carelli *et al.* (2019) interpretaram as unidades sedimentares do poço 2-BG-01, caracterizando as principais associações de fácies e seus limites

(Figura 14). Os autores identificam uma grande variação litológica situada a 290 m, que corresponde ao topo da associação de fácies de leques aluviais, passando para a associação de fácies de canais fluviais logo acima, todas pertencentes ao Grupo Emborê. A transição da associação de fácies fluvial do Grupo Emborê para a associação de fácies deltaica do rio Paraíba do Sul foi reconhecida pelos autores na profundidade de 140 m. Plantz (2017) denomina este limite como Superfície Regressiva I. Após a amarração do embasamento no poço com o refletor referente ao marco estratigráfico na sísmica os marcos de transição de fácies foram convertidos de profundidade para tempo.

As associações de fácies em afloramentos da Formação Barreiras estudados no estado do Rio de Janeiro, apontam para um ambiente fluvial entrelaçado, com variações entre fácies mais proximais, cascalhosas, com intercalações de fluxos gravitacionais, e ambientes arenosos mais distais (Morais *et al.*, 2016).

A análise integrada, sob a ótica da estratigrafia de sequências, de afloramentos da Formação Barreiras com as unidades sedimentares submersas na plataforma continental, utilizando bioestratigrafia de poços e dados sísmicos, permitiu a Arai (2006), propor um esquema evolutivo, com base no reconhecimento de uma grande discordância regional, de idade Tortoniana (11,6 a 7,2 Ma), que separa as unidades inferior e superior da Formação Barreiras. A discordância Tortoniana é reconhecida em seções sísmicas como “Marco Cinza” (Viana *et al.*, 1990). A unidade Inferior teria se formado durante a transgressão marinha do Aquitaniano-Serravaliano (23 a 11,6 Ma), contendo associações de fácies continentais, transicionais e marinhas. Após a erosão durante a regressão marinha do Tortoniano ocorre nova transgressão marinha no Zancleano (5,3 a 3,6 Ma), responsável pela deposição dos sedimentos da unidade superior, também com fácies continentais, transicionais e marinhas.

Os eventos posteriores de regressão marinha pós Pleistoceno, foram responsáveis pela erosão parcial dos depósitos da Formação Barreiras, cujos afloramentos remanescem hoje em todo o litoral do Brasil desde o Amapá até o Rio de Janeiro (Figura 15). Cabe mencionar que as fácies marinhas e transicionais aflorantes da Formação Barreiras só foram formalmente reconhecidas no litoral norte e nordeste do Brasil, até o estado da Bahia (Arai, 2006). No Rio de Janeiro os depósitos da Formação Barreiras são exclusivamente continentais (Morais *et al.*, 2006).

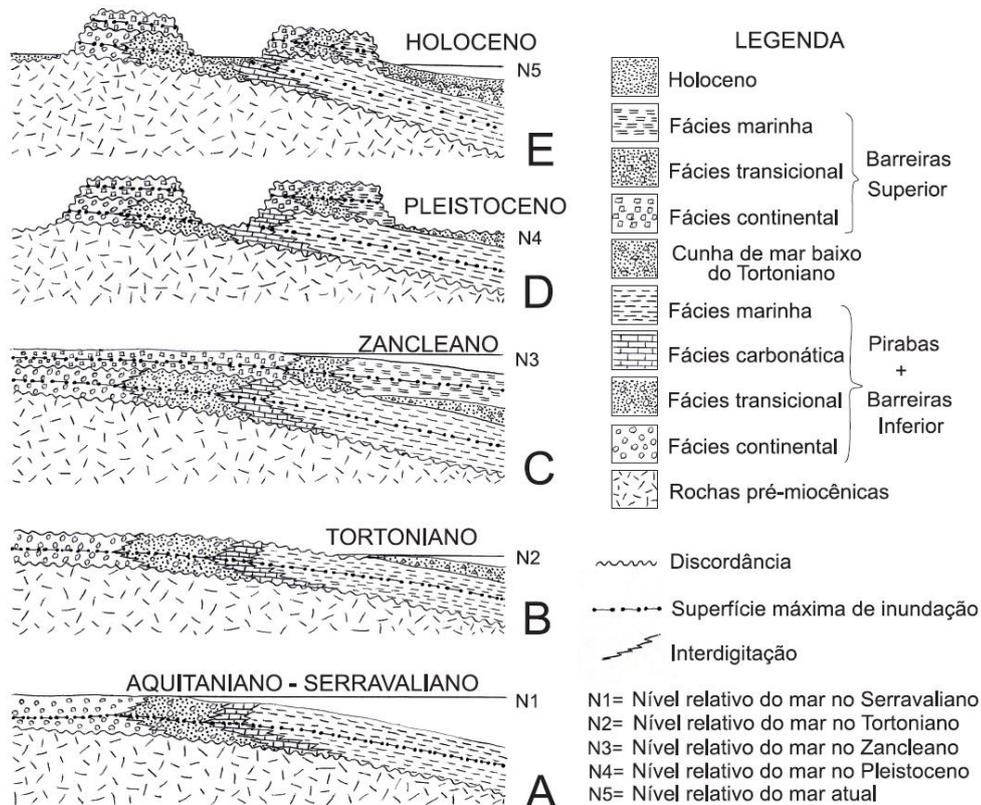


Figura 15 - Esquema de evolução da Formação Barreiras de acordo com Arai (2006), aplicado para a costa norte do Brasil.

## 2.8. O Delta do Rio Paraíba do Sul

No litoral Norte do Estado do Rio de Janeiro encontra-se a planície deltaica do Rio Paraíba do Sul, na porção emersa da Bacia de Campos. O delta do Rio Paraíba do Sul apresenta morfologia típica de um delta dominado por ondas, com planícies de cristas de praia em ambos os lados da desembocadura atual, que marcam a progradação da linha de costa. Regionalmente, no entanto, são observados três setores com comportamentos morfo-sedimentares e estratigráficos distintos: o litoral retrogradante, com barreiras e lagunas, apresentando estratigrafia transgressiva; o litoral progradante de cristas de praia, com estratigrafia regressiva; e o litoral retrogradante de falésias ativas, com estratigrafia transgressiva (Figura 16).

O sistema de drenagem do rio Paraíba do Sul primeiro exerceu controle dominante na evolução estratigráfica das Bacias de Santos e Campos. Entre o Cretáceo Inferior e o Paleógeno, sua desembocadura ancestral se encontrava ao Norte da Bacia de Santos. No Oligoceno inferior, ocorreu o desvio e captura do rio

Paraíba do Sul para dentro da Bacia de Campos, devido ao rearranjo estrutural da Serra do Mar iniciado no Eoceno e a um evento de transgressão e nível de base alto. A partir disto, um fluxo significativamente maior de terrígenos começou a chegar à Bacia de Campos (Modica e Brush, 2004). O fato dos turbiditos mais ricos em areia dos campos de Marlim e Albacora, na região central da Bacia de Campos, serem os oligocênicos e miocênicos corrobora com esta interpretação.

A Formação Barreiras é o limite em terra da planície costeira e se comporta como uma linha de falésia inativa formada em um estágio anterior a penúltima transgressão. O delta associado a desembocadura do rio foi formado parcialmente por sedimentos supridos pelo rio e grande parte por sedimentos reliquiares da plataforma continental (Martin *et al.*, 1993) sendo constituído, basicamente, por depósitos associados a terraços marinhos, terraços fluviais, pântanos, mangues e lagunas (Figura 17; Dominguez *et al.*, 1983).

A evolução e geomorfologia do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul tem sido descrita desde a década de 40 do século passado, a partir dos clássicos trabalhos de Lamego (1944; 1945; 1946 e 1955), sucedidos pelos trabalhos de Dias e Gorini (1980); Dias (1981); Dias *et al.* (1984a e 1984b); Domingues *et al.* (1981); Martin *et al.* (1984); Silva (1987) e Martin *et al.* (1993). Estes trabalhos reconhecem em linhas gerais os principais ambientes e sub-ambientes do complexo deltaico e as diferentes fases evolutivas do delta, que ocupou diferentes posições na Baixada Campista (Figura 17).

Ao longo do Quaternário, as variações do nível do mar relativo exerceram também um papel preponderante no desenvolvimento das planícies costeiras. O trabalho de Martin *et al.* (1993) propõe um modelo evolutivo genérico para as planícies costeiras quaternárias do litoral leste e sudeste brasileiro, levando em conta as variações do nível do mar relativo desde o Plioceno Tardio.

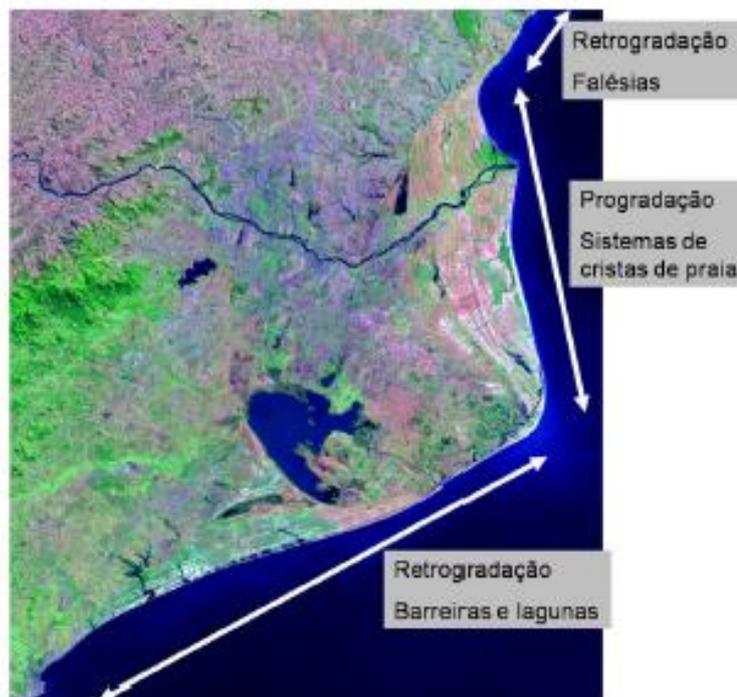


Figura 16 - Comportamento morfosedimentar do litoral do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul .

O complexo deltaico em questão envolve toda a planície quaternária de sedimentos fluviais, marinhos e lacustres, observados desde Macaé até Guaxindiba, ao norte da desembocadura do rio Paraíba do Sul (Figura 16; Figura 17) e reflete as fases construtivas e destrutivas do delta. O sistema progradante holocênico, com cristas de praia lateralmente dispostas à desembocadura, marca a fase construtiva atual, enquanto que o litoral de barreira-lagoas entre Macaé e Cabo de São Tomé, registra a fase de abandono e avulsão do canal fluvial, e posterior retrabalhamento transgressivo, formando o sistema barreira-laguna, que migrou de uma posição mais ao largo ("offshore") para sua posição atual, erodindo antigos terraços marinhos pleistocênicos, depósitos lagunares e fluviais pretéritos, conforme modelos propostos por Silva (1987) e por Martin *et al.* (1997).

O antigo eixo de sedimentação do rio Paraíba do Sul se desenvolveu entre a cidade de Campos e o Cabo de São Tomé, onde ainda se observam em superfície testemunhos dos antigos canais fluviais (Figura 17). Esta porção da planície costeira se insere na área de estudos desta pesquisa, onde se concentram os dados de poço e dados sísmicos que serão analisados nesta porção emersa da Bacia de Campos.

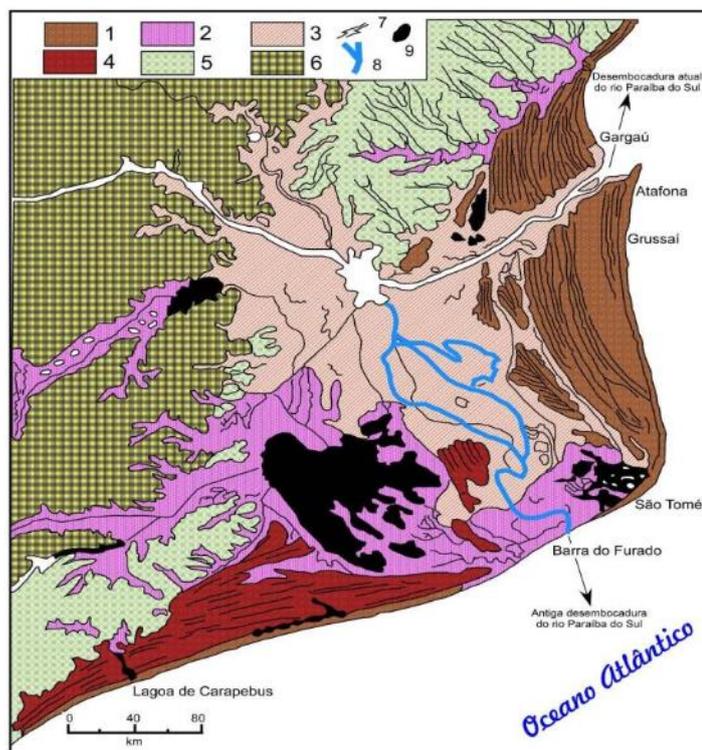


Figura 17 - Mapa geológico da planície deltaica do rio Paraíba do Sul. 1 – Cordões litorâneos; 2 – pântano; 3 – terraço fluvial; 4 – cordões litorâneos pleistocênicos; 5 – Formação Barreiras; 6 – rochas cristalinas; 7 – alinhamento de cordões litorâneos; 8 – paleocanais e 9 – lagoas/lagunas. (Marangoni (2013) modificado de Martin *et al.* 1984).

### 3. Materiais e Métodos

#### 3.1. Dados utilizados

O material utilizado no presente trabalho consiste em seções sísmicas de reflexão processadas e migradas no formato SEG-Y, descrições de testemunhos, perfis compostos e perfis elétricos disponibilizados pelo banco de dados de exploração e produção da ANP. Ao todo foram utilizadas no trabalho dados de vinte e quatro linhas sísmicas 2D, sendo onze *offshore* e treze *onshore*, e de doze poços (Figura 18; Tabela 1; Tabela 2).

Os dados *onshore* das linhas E63.100, E63.95, dos poços 9BRF-03D-RJ e 2CST-01-RJ, e todos os demais dados *offshore* são de domínio público adquiridos pela Petrobrás (BDEP/ANP). Os demais dados terrestres utilizados foram adquiridos e processados por equipes da Universidade Federal Fluminense, no Projeto Delta-UFRJ (Arquitetura deposicional do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul e seu papel

na transferência sedimentar para águas profundas), financiado pela Chevron Brasil, e no Projeto "Caracterização Estratigráfica, Sedimentológica e Geoquímica das Lagoas Salgada, Vermelha e Brejo do Espinho (Lagoas I) ”.

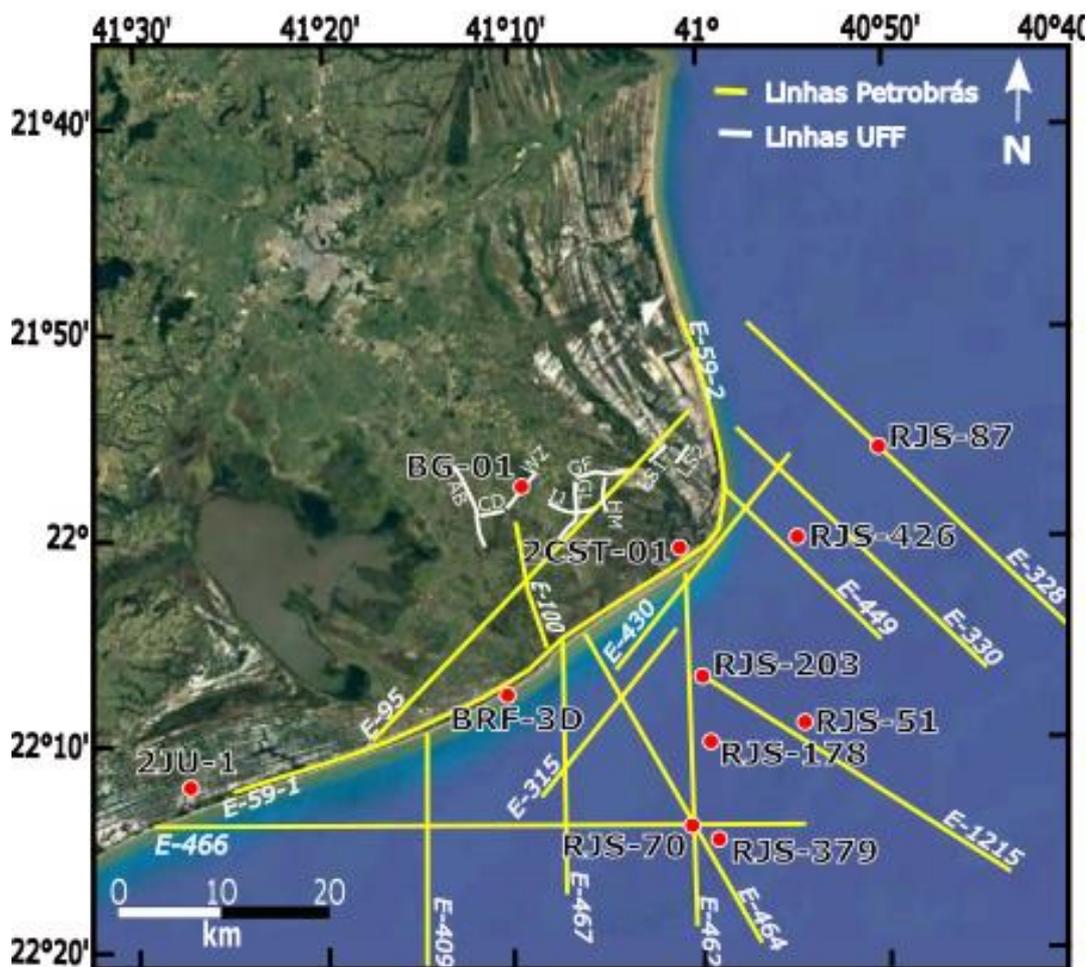


Figura 18 - Linhas sísmicas 2D e poços utilizados no presente trabalho. Linhas sísmicas 2D e poços utilizados. As linhas sísmicas E-# foram cedidas pelo BDEP e as linhas em terra AB, etc, foram adquiridas por equipe da Universidade Federal Fluminense. Maiores detalhes sobre os dados sísmicos e de poços são apresentados nas tabelas 1 e 2.

Os poços 2-BG-01 (Baixa Grande) e 2-JU-1 foram perfurados no âmbito do projeto DELTA e suas descrições litológicas foram retiradas dos trabalhos de Plantz (2017) e Vilela *et al.* (2016), respectivamente. As informações de litologia e de marcadores litoestratigráficos e cronoestratigráficos dos demais poços foram retiradas dos perfis compostos disponibilizados pela ANP (Anexo 1; Anexo 2).

Localização	Seção Sísmica	Código
Terrestre	Projeto Delta	AB
		CD
		IJ
		GL
		GF
		HM
		WZ
	Projeto Lagoas	LS-1
		LS-2
	ESPIRITO_SANTO_39_E0063	59-2
		59-1
		95
		100
	Marinha	ALTO_DE_BADEJO_17A_E0231
CAMPOS_1_2_3_7A_E0056		430
		449
		462
		464
		466
		467
		469
CAMPOS_13A_E0048		315
		330
		328

Tabela 1- Seções sísmicas utilizadas no presente estudo.

O poço 2-BG-01 está localizado no distrito de Baixa Grande, município de Campos dos Goytacazes e foi perfurado pela Petrobrás em 1959. Seu testemunho adquirido apresenta um alto fator de recuperação de 90%, o que corresponde a aproximadamente 369m de rocha, atingindo o embasamento gnáissico (Plantz, 2017).

Os perfis adquiridos na perfuração do 2-BG-01 apresentam valores anômalos para as litologias descritas e não eram longos suficiente para amarração com a sísmica, conseqüentemente não tinham qualidade para serem utilizados na

amarração do perfil com a sísmica. Somente os dados das litologias descritas e superfícies interpretadas por Plantz (2017) foram aproveitados neste trabalho (Figura 19).

	Poço	COORD X	COORD Y	Profundidade máxima atingida (m)	Embasamento (m)
Terrestre	2-BG-01	277550.0457	7569866.0469	410	385 – Emb. Pré-Cambriano
	2-JU-1	249620.61	7544124.75	138	128 - Emb. Pré-Cambriano
	2-CST-001-RJ	292682.40	7564467.80	2620,9	1971 – Fm. Cabiúnas 2596 – Emb. Pré-Cambriano
	9BRF-003D-RJ	275811.20	7552902.90	2304	2250.22 - Emb. Pré-Cambriano
Marinho	1-RJS-426-RJ	303560.50	7565566.90	3669	3613 – Fm. Cabiúnas
	1-RJS-203-RJ	294867.50	7553605.90	3030	-
	1-RJS-051-RJ	304556.50	7549389.90	3535,8	-
	1-RJS-178-RJ	295853.51	7547852.90	2990	2825 – Fm. Cabiúnas
	1-RJS-070-RJ	294293.50	7540292.90	2352	2306 – Fm. Cabiúnas
	1-RJS-379D-RJ	295894.50	7539347.90	2931	3105 – Fm. Cabiúnas
	1-RJS-087-RJ	311673.50	7573417.91	3408	3281 – Fm. Cabiúnas

Tabela 2 - Dados de localização dos poços utilizados no presente estudo.

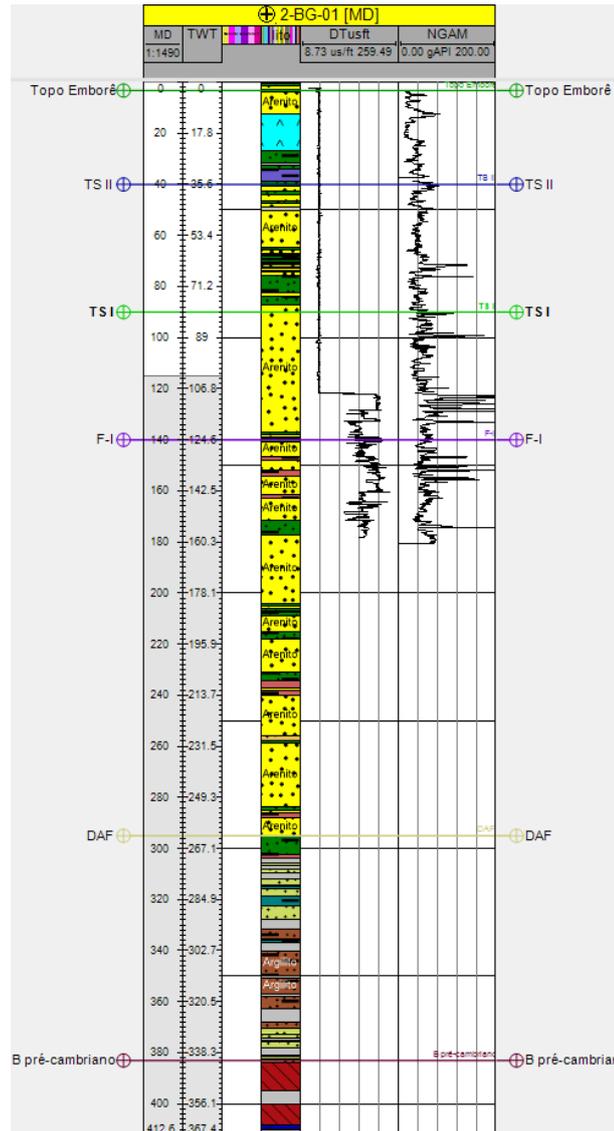


Figura 19 - Poço 2-BG-01 com o perfil litológico e os marcadores de sequência de acordo com Plantz (2017) e os perfis de gamma ray e sônico, todas as informações adquiridas no âmbito do Projeto Delta.

O poço 2-JU-1 fica localizado na extremidade Sul da área de trabalho, próximo à localidade de Praia de João Francisco, na planície costeira de Quissamã. A descrição litológica do poço de Vilela *et al.* (2016) foi utilizada para interpretação da geologia da área de estudo do trabalho.

### 3.2. Aquisição e processamento

As linhas sísmicas *onshore* identificadas por letras foram adquiridas pelo Laboratório de Aquisição Sísmica da Universidade Federal Fluminense. O levantamento das linhas LS-1 e LS-2 foi feito em outubro de 2014 no âmbito do projeto

“Caracterização Estratigráfica, Sedimentológica e Geoquímica das Lagoas Salgada, Vermelha e Brejo do Espinho (Lagoas I).

O levantamento das linhas AB, CD, IJ, GL, GF, HM e WZ foi realizado pela mesma equipe da UFF em maio e julho de 2014, ao longo de estradas vicinais, nas imediações das localidades de Mussurepe e de Santo Amaro de Campos. A aquisição utilizou uma fonte sísmica vibratória tipo *vibroiseis* (minivib T7000 da Industrial Vehicles International, IVI) em caminhamentos lineares curvos (*crookedlines*) ao longo de estradas pré-existentes. Para as estações receptoras foram utilizados sensores digitais Sercel 428\_3C, Digital System Units (DSU's) com o registro de três componentes.

O *software* SPW foi utilizado para o pré-processamento das linhas 2D terrestres e o processamento dos dados sísmicos terrestre foi feito na plataforma ProMax/SeisSpace da Landmark. As seções sísmicas pós-*stacking* foram salvas no formato SEG-Y.

Os dados sísmicos e de poços foram carregados, correlacionados e interpretados no *software* Petrel E & P Software ® (Schlumberger), versão 2016.3, seguindo o fluxograma (Figura 20). O sistema de referência utilizado foi o SIRGAS200 e o sistema de projeção UTM, localizado no fuso 24°S.

Após testar diversos atributos sísmicos, além do atributo original de amplitude, os que mais destacaram as terminações dos refletores, os preenchimentos dos canais, as estruturas rúpteis e os refletores de alta amplitude foram os atributos: *Remove Bias*, *Instantaneous Frequency*, *Instantaneous Phase*, *RMS*, *Chaos* e *Structural Smoothing*. Em cada atributo foi utilizada uma escala de cor específica.

O processo do atributo *Remove bias* remove o componente DC (0 Hz) da sísmica. O componente DC não deveria estar naturalmente presente no dado sísmico, porém pode ser introduzido por processos diversos (sub-cubing, 8-bit conversion, etc). Já o atributo de RMS calcula a raiz do valor quadrático médio do traço instantâneo de uma janela de dado específica.

O atributo *Structural Smoothing* suaviza o sinal de entrada (*input signal*) guiado pelas estruturas locais para aumentar a continuidade dos refletores sísmicos (Randen, 2002 *in* Petrel E & P Software - Guru Help). Há a opção de utilizar o filtro em direções de *dip* definidas pelo usuário.

O *Instantaneous phase* é outro atributo utilizado para feições estruturais, e funciona como um bom indicador de continuidades, falhas, *pinch-outs*, acamamentos, limites de seqüências e regiões de estruturas em *onlap*. O cosseno da fase instantânea geralmente é utilizado por causa da amplitude invariável do atributo.

O atributo de *Instantaneous frequency* auxilia na medição da ciclicidade dos intervalos geológicos e pode ser usado para cross-correlação entre falhas. E o atributo *Chaos* identifica o padrão de sinal caótico contido no dado sísmico, em consequência de baixa organização dos métodos de estimativa de *dip* e azimuth, e com isso é capaz de iluminar falhas, descontinuidades, presença de gás, evaporitos etc.



Figura 20 - Fluxograma de trabalho no software Petrel E & P Plataforma®. Os produtos principais a serem gerados estão destacados pelo círculo em negrito.

A interpolação dos dados de horizontes sísmicos para gerar as superfícies foi feita através do método *convergent interpolation* da ferramenta *Make surface* do Petrel®. O método é baseado no algoritmo *gridder convergent*, que é orientado por um ponto de controle ao invés de orientado por um grid. Ele converge para a solução de maneira iterativa/repetitiva, adicionando maior resolução a cada repetição.

Com esse método as tendências regionais são mantidas mesmo em áreas com pouco dado, enquanto o dado detalhado é completamente honrado nas áreas que possuem informação.

## **4. Resultados**

### **4.1. Caracterização e correlação de dados de poço**

#### **4.1.1. Dados terrestres**

Ao todo foram 4 poços localizados na porção emersa da bacia e 7 na porção submarina rasa. Todos os poços terrestres atingem o embasamento gnáissico Pré-Cambriano em profundidades diferentes (Figura 21). Apenas o poço pioneiro 2-CST-01 amostrou os basaltos da Formação Cabiúnas (Figura 21). De sudoeste para nordeste é possível notar que há um aprofundamento do embasamento cristalino na região em que se localizam os poços 9-BRF-03D e 2-CST-01 (Figura 21). O desnível do embasamento entre os poços 2-JU-1 e 9-BRF 03D RJ é cerca de 2100 m em uma distância de 28 km (cerca de 13 m/km) e entre os poços 2-CST-01 e 2-BG-01 é de 2140 m em uma distância de 16 km (cerca de 8 m/km).

O poço 2-CST-01 foi perfurado pela Petrobras no ano de 1959, e os dados biocronoestratigráficos gerados em 1982 apontavam que toda seção sedimentar acima do embasamento econômico do poço era de idade cenozóica. Lana (2011) reanalisou o testemunho do poço 2-CST-01 e obteve uma idade neoalbiana-eocenomaniana (em torno de 100 M.a.), através biocronoestratigrafia, registrado pela última ocorrência do dinoflagelado *Ovoidium verrucosum*, para o intervalo entre 1035 m e 1971 m, acima dos basaltos Cabiúnas (Figura 21). Não existem análises semelhantes nos outros poços terrestres que confirmem as idades cretáceas neste intervalo correspondente.

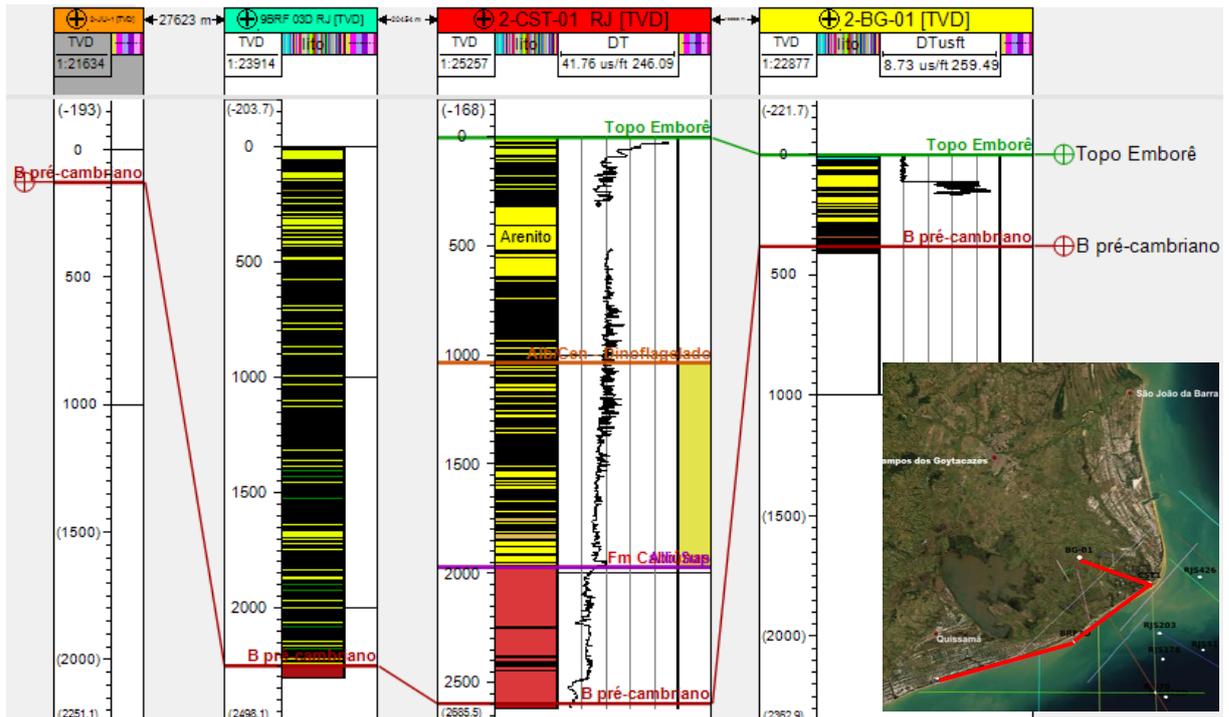


Figura 21 - Correlação dos poços terrestres 2-JU-1, 9-BRF-03D, 2-CST01 e 2-BG-01 mostrando a diferença entre as profundidades do embasamento Pré-Cambriano (B- pré-cambriano, em vinho). A litologia do poço 2-JU-1 não foi gerada no projeto, mas a profundidade do embasamento foi importada de acordo com a descrição de Vilela *et al.* (2016).

Como o poço 2-CST-01 não apresenta perfis de velocidade, foi feito um cálculo estimado da velocidade através da resistividade pelo modelo de Faust (1951), demonstrado no *website* de petrofísica de Crain (2019), com o intuito de estabelecer alguma relação entre a descrição do testemunho do poço por Lana (2011), em metros, e a linha sísmica. O modelo de Faust (1951) é bem limitado, porém foi escolhido pois necessita apenas do perfil de resistividade e das profundidades como dados de entrada. As constantes são tabeladas e esse modelo é indicado para áreas rasas e sedimentos clásticos (1.0).

$$V_c = Kr1 \times Res^{1/Kr2} \times Depth^{1/Kr3} \quad (1.0)$$

$$DT_{syn} = 10^6 / V_c$$

$V_c$  – velocidade compressional (ft/s);  $DT_{syn}$  = perfil sônico sintético (us/ft);  
 $Kr1$ ;  $Kr2$ ;  $Kr3$  = Constantes de Faust ; Depth = profundidade em foot.

Todavia o método de Faust (1951) é um método antigo, calibrado com dados da bacia do Mar do Norte, e que não é indicado para ser aplicado em grandes profundidades e/ou em rochas ígneas, portanto é esperado que o erro no cálculo do perfil sintético seja maior nesses casos.

Ao calcular o perfil sônico sintético pelo método de Faust (1951) os marcadores relativo à Formação Cabiúnas e a posição do dinoflagelado *Ovoidium verrucosum* (Lana, 2011) puderam ser convertidos para tempo e assim serem projetados na linha sísmica mais próxima (Figura 22).

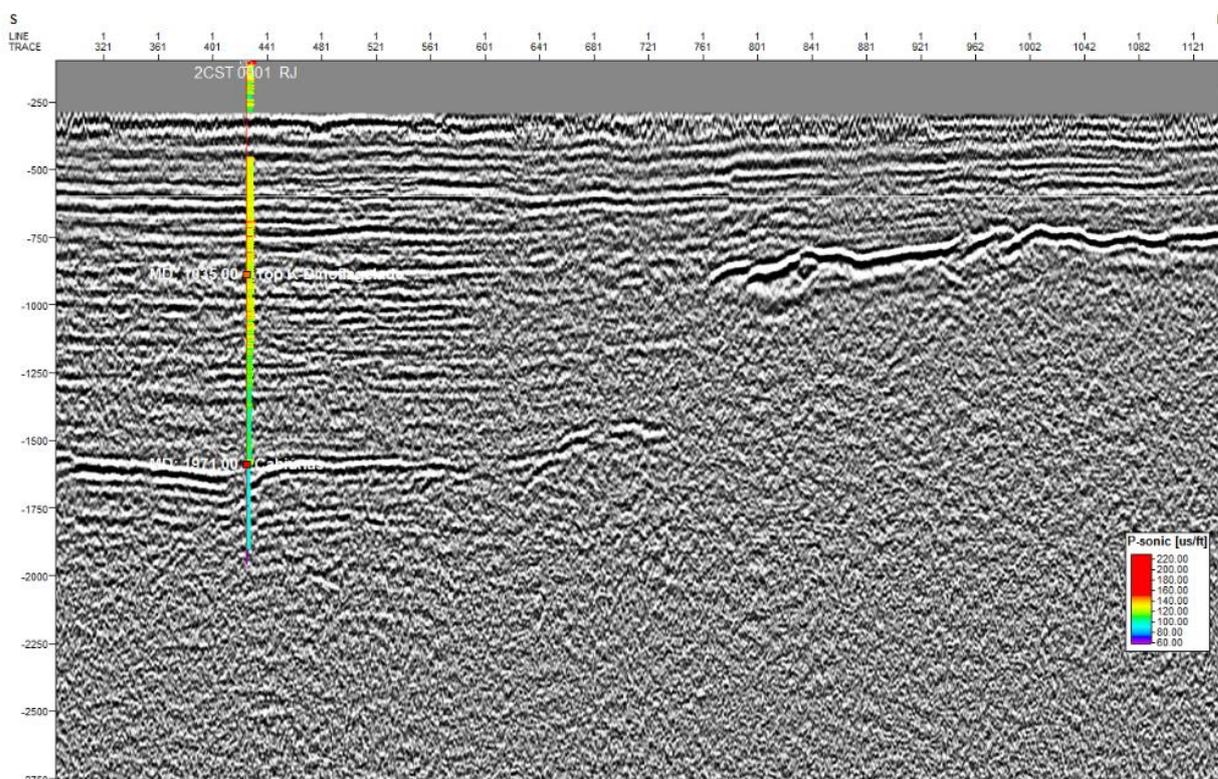


Figura 22 - Poço 2-CST-01 convertido para tempo (ms) e projetado na linha E63.59-2, em destaque o perfil sônico sintético calculado e a posição do dinoflagelado em tempo.

A conversão do 2-CST-01 para tempo e sua projeção na sísmica se aproximam da interpretação de que o conjunto de fortes refletores que se destacam seria a expressão do embasamento acústico da bacia. Na porção mais ao norte da mesma seção refletores com a mesma expressão sísmica encontram-se em uma posição mais rasa, fortemente deslocados por uma falha normal com grande rejeito relativo, na ordem de 950 m (Figura 22).

Entretanto, em algumas linhas sísmicas da plataforma rasa como, por exemplo, as linhas E56.466, E56.469 e E231.1215 que serão mostradas no tópico a seguir, são observados refletores com sismofácies de caráter sedimentar variadas abaixo do tal conjunto de fortes refletores, o que não condiz com a interpretação de que tal expressão sísmica significaria puramente o topo dos basaltos da Fm. Cabiúnas (Neocomiano) na sísmica.

Devido à questionável acurácia do cálculo do perfil de velocidade sintético do poço 2-CST-01 e as diferentes interpretações sísmicas contidas na bibliografia e questionamentos sobre o significado dessa feição que se destaca nas linhas sísmicas, a amarração perfil-sísmica do poço à respectiva linha E63.59-2 foi utilizada como guia mas não tem a acurácia para definir o significado estratigráfico dos horizontes de interesse. A amarração de poços da plataforma dispõe de mais dados e são portanto mais confiáveis.

#### **4.1.2. Dados localizados na plataforma continental rasa**

A figura 23 correlaciona os poços da plataforma continental rasa com o poço 2-CST-01 da planície costeira, utilizando-se o marcador do topo do Grupo Macaé como datum para horizontalização. Apenas o poço da área emersa atinge o embasamento pré-cambriano. Os poços 1RJS-379D RJ, 1RJS-70 RJ, 1RJS-0426RJ e 1RJS-0087 RJ, atingem os basaltos da Formação Cabiúnas, que representa o embasamento econômico nesta porção da bacia.

Os evaporitos estão presentes em todos os poços da plataforma continental e sobre eles depositam-se os sedimentos clásticos (arenitos e folhelhos) do Grupo Macaé. A maior espessura preservada de sedimentos do Grupo Macaé ocorre no poço da área emersa 2-CST-01 (936 m). A espessura de sedimentos do Grupo Macaé varia entre os diferentes poços tais como 70 m nos poços 1-RJS-379 RJ, 1RJS-70-RJ, 1RJS-203 RJ; 200 m nos poços 1RJS-0426 RJ e 1RJS-0051 RJ a até quase 500 m no poço 1RJS-0087 RJ (Figura 23).

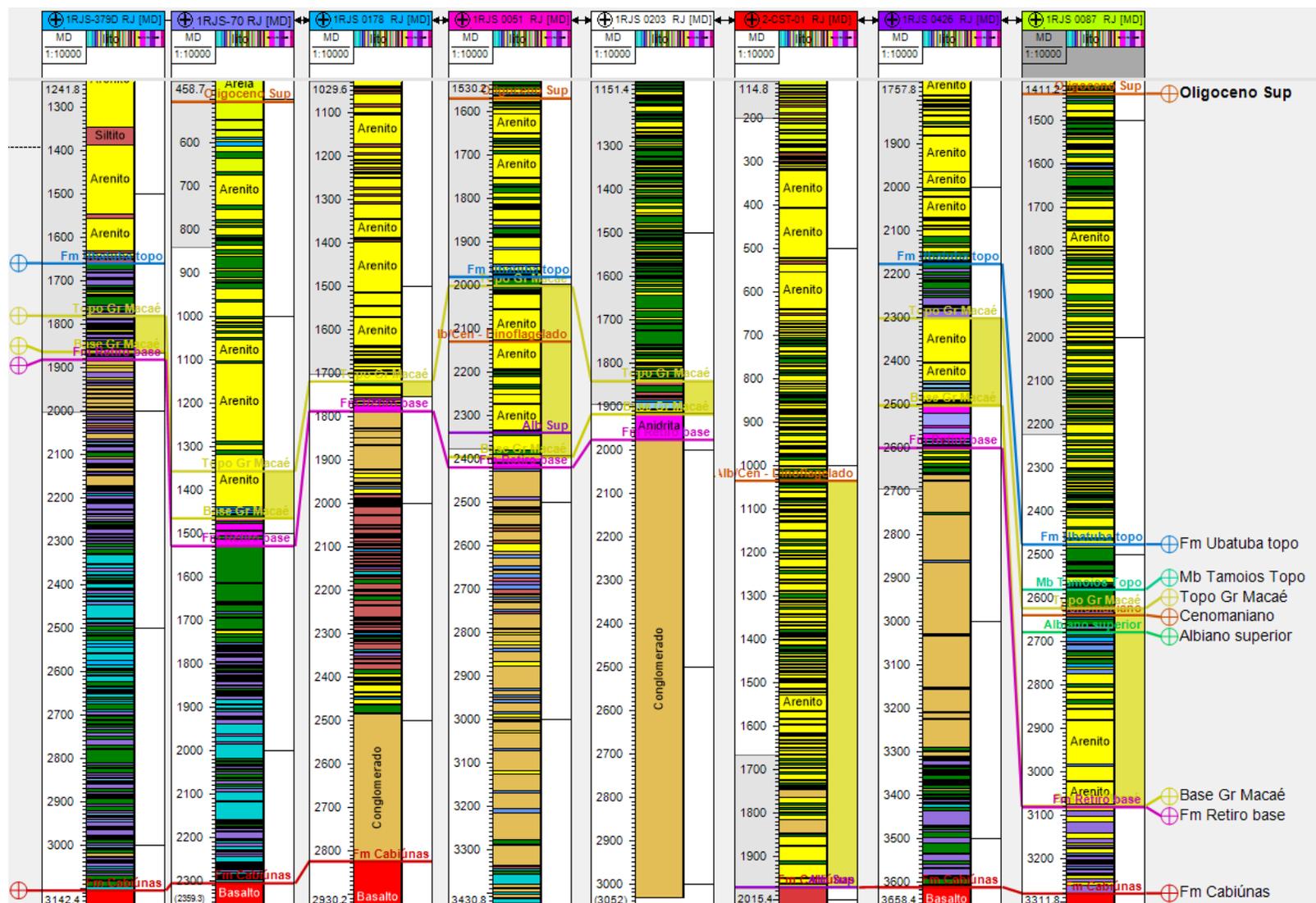


Figura 23 - Poços offshore localizados na área de cobertura das linhas sísmicas 2D do projeto com suas respectivas descrições litológicas. Os tops das principais seções litoestratigráficas a serem discutidas no presente trabalho estão destacados nas extremidades da figura. Na última *track* a direita, em amarelo, se destaca a espessura do Grupo Macaé em cada um dos poços.

Os poços RJS-426, RJS-203, RJS-379D possuem dados de *checkshot*, velocidade e densidade e, portanto, foram os poços utilizados para amarração dos perfis com as linhas sísmicas. O *checkshot* permitiu com que as profundidades dos poços fossem convertidas para tempo, mas para um ajuste mais refinado foi calculado um sismograma sintético para cada um dos poços através da convolução entre o coeficiente de reflexão e uma *wavelet* determinística calculada através do algoritmo “*ISIS Time*” do *Petrel E&P Software Plataforma*. O sismograma sintético é então comparado com os traços reais extraídos no local da projeção do poço na linha sísmica em questão, e ajustado de acordo com os picos e cavas do dado real se necessário (Figura 24; Figura 25; Figura 26). Após os ajustes, uma nova relação tempo-profundidade (*Time-Depth Relation*) é gerada.

Os poços que não possuem *checkshot* foram convertidos para tempo através de perfis sintéticos calculados a partir do perfil sônico disponível e posteriormente ajustados. Após estabelecer uma relação tempo-profundidade cada poço foi projetado sobre a linha sísmica mais próxima, atribuindo assim um significado estratigráfico para alguns refletores. O resultado das conversões dos marcadores da escala de profundidade (m) para tempo (ms) se encontram no Anexo 1.

A figura 27 mostra a projeção do poço RJS-426 sobre a linha sísmica E56-449. Os basaltos da Formação Cabiúnas, na base do poço, marcam a base de dois baixos estruturais com refletores mergulhantes para SE, aparentemente depositados durante à movimentação tectônica de blocos na fase rifte, condicionados por falhas normais sintéticas e antitéticas (Figura 27). Essas estruturas rebaixadas são fechadas no topo por dois refletores de alta refletividade sísmica, que mergulham suavemente para SE e no poço coincidem com a base da Formação Retiro. A maioria dos falhamentos normais que condiciona os grábens da fase rifte não desloca o intervalo representado pelos evaporitos (Figura 27). Os marcos estratigráficos representativos do topo do Grupo Macaé e do topo da Formação Ubatuba, correspondem na seção sísmica a dois refletores regionalmente sub-horizontais que terminam em *onlap* a NW de encontro ao forte refletor que de acordo com a projeção do poço RJS-426 marca a base do sal (Figura 27). Refletores subhorizontais, contínuos e descontínuos, com variável amplitude sísmica, se alternam desde o topo da Formação Ubatuba até o fundo do mar (Figura 27).

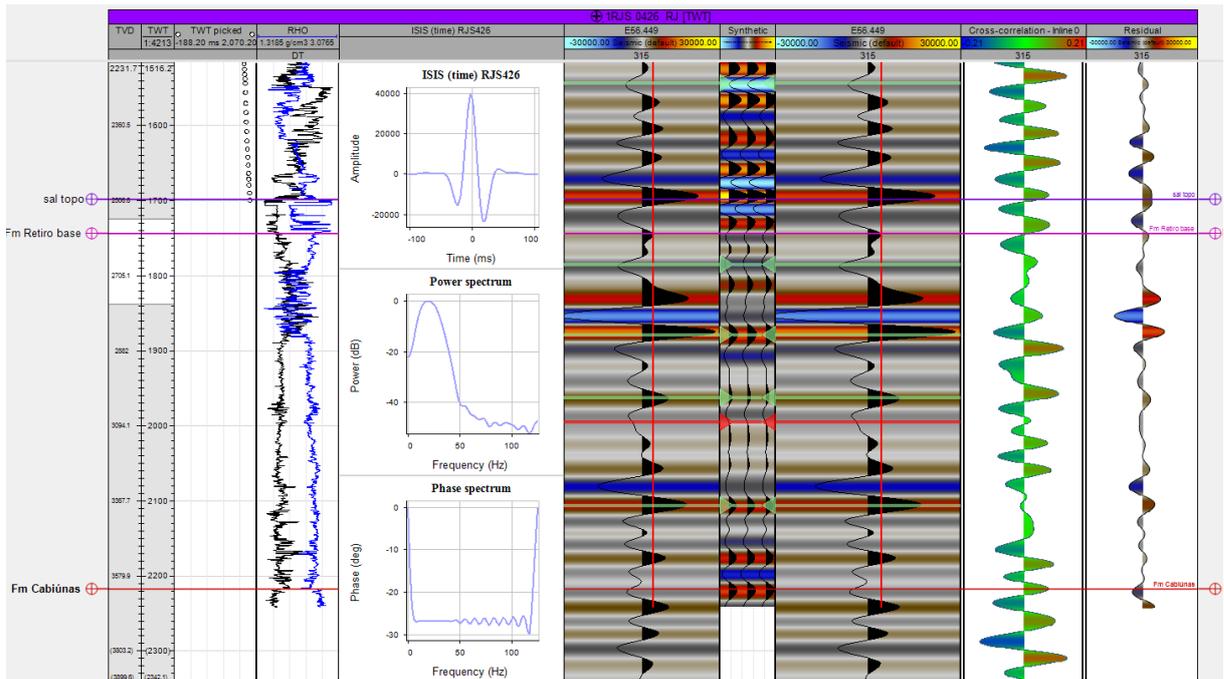


Figura 24 - Interface “Integrated seismic well-tie” do software Petrel E&P para amarração do poço RJS-426 a linha sísmica E56.449. No centro da figura se encontra o perfil sintético (Synthetic) calculado e calibrado.

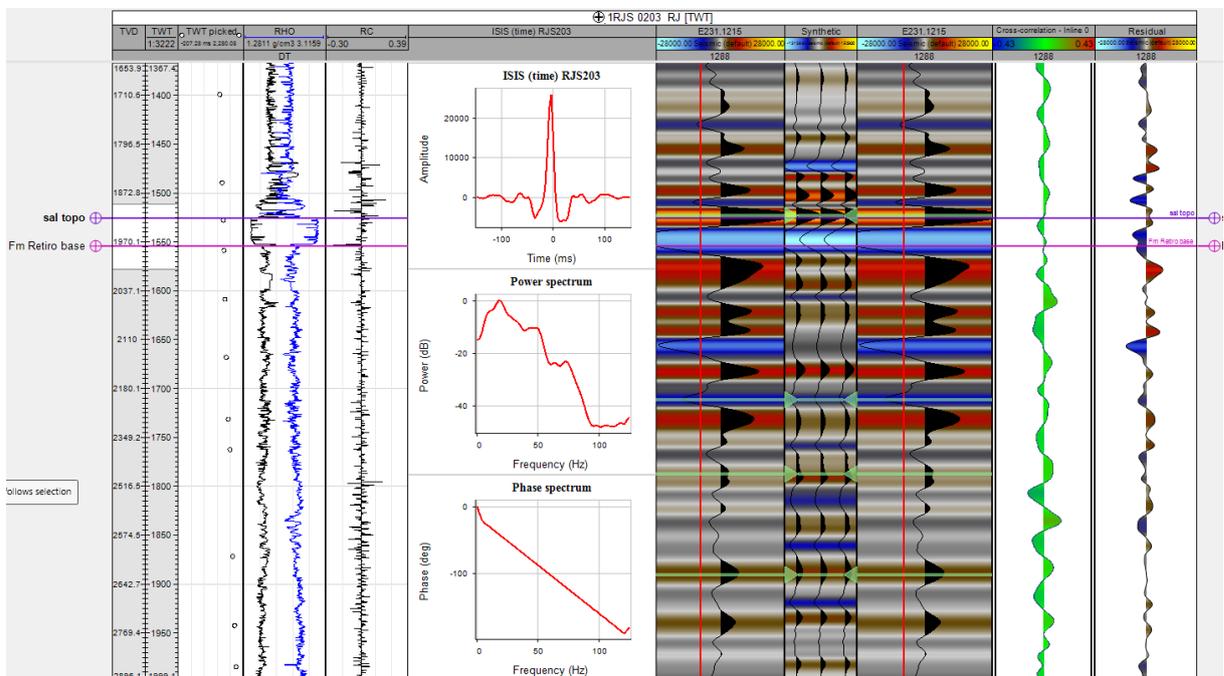


Figura 25 - Interface “Integrated seismic well-tie” do software Petrel E&P para amarração do poço RJS-203 a linha sísmica E231.1215. No centro da figura se encontra o perfil sintético (Synthetic) calculado e calibrado.

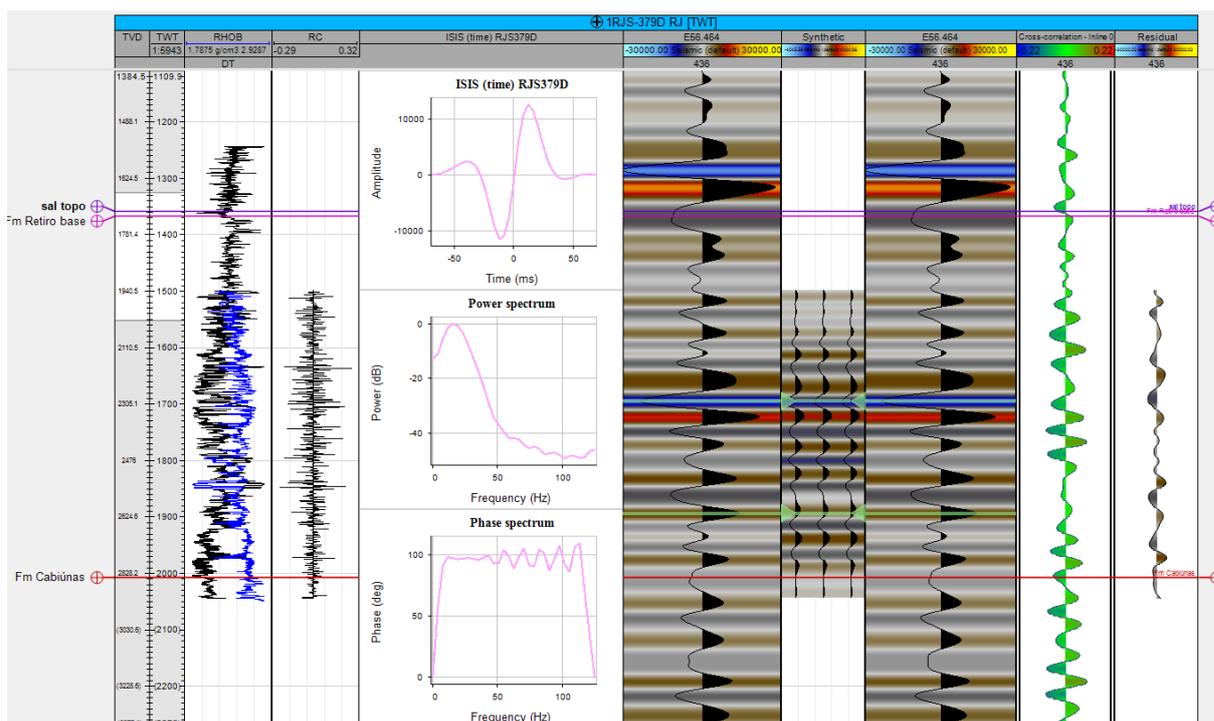


Figura 26 - Interface “Integrated seismic well-tie” do software Petrel E&P para amarração do poço RJS-379D a linha sísmica E56.464. No centro da figura se encontra o perfil sintético (Synthetic) calculado e calibrado.

O poço RJS-203 não atingiu os basaltos da Formação Cabiúnas. Os refletores de alta amplitude associados à base dos evaporitos são bem definidos (Figura 28) e limitam as eixões abauladas que provavelmente indicam estruturas oriundas da presença de sal. Um hemi-gráben profundo e bem definido, limitado por falhas normais sintéticas, apresenta refletores internos mergulhantes para SE que caracterizam o preenchimento sedimentar da fase rifte. Acima do marcador relativo ao Grupo Macaé os refletores são predominantemente sub-horizontais, com leve mergulho em direção SE, até o fundo do mar (Figura 28). Falhas normais lítricas associadas ao movimento do sal deslocam todo o pacote entre a base do sal e o fundo do mar onde se situa o topo da Formação Emborê.

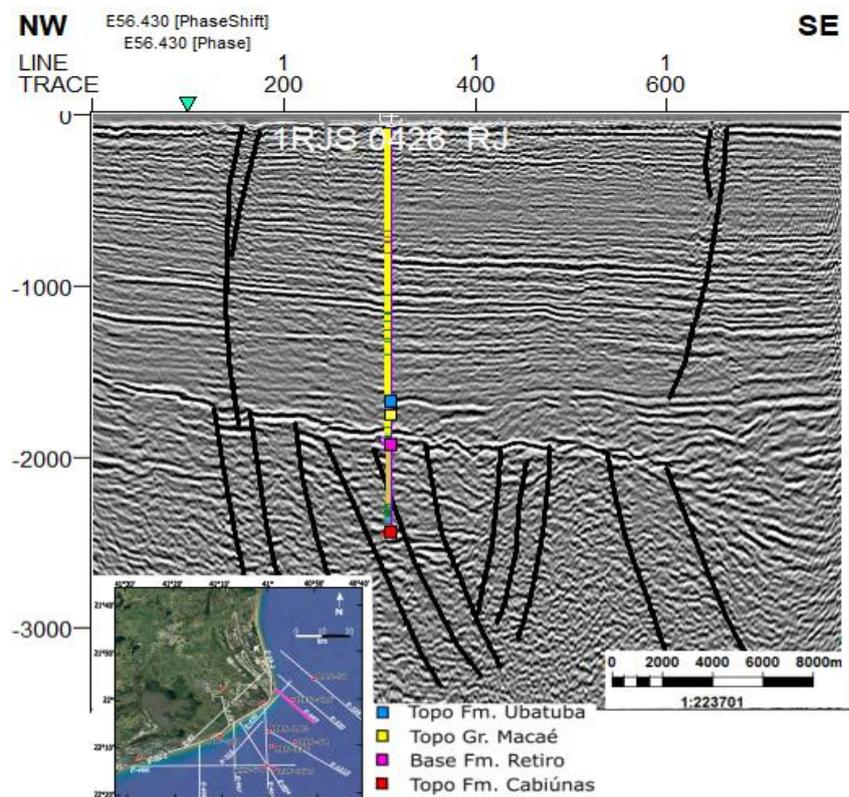


Figura 27 - Poço RJS-426 projetado na linha E56.449 com o perfil de litologia em destaque, seguindo a tabela do Anexo 1, e principais falhas interpretadas. A sísmica está sob o filtro de amplitude.

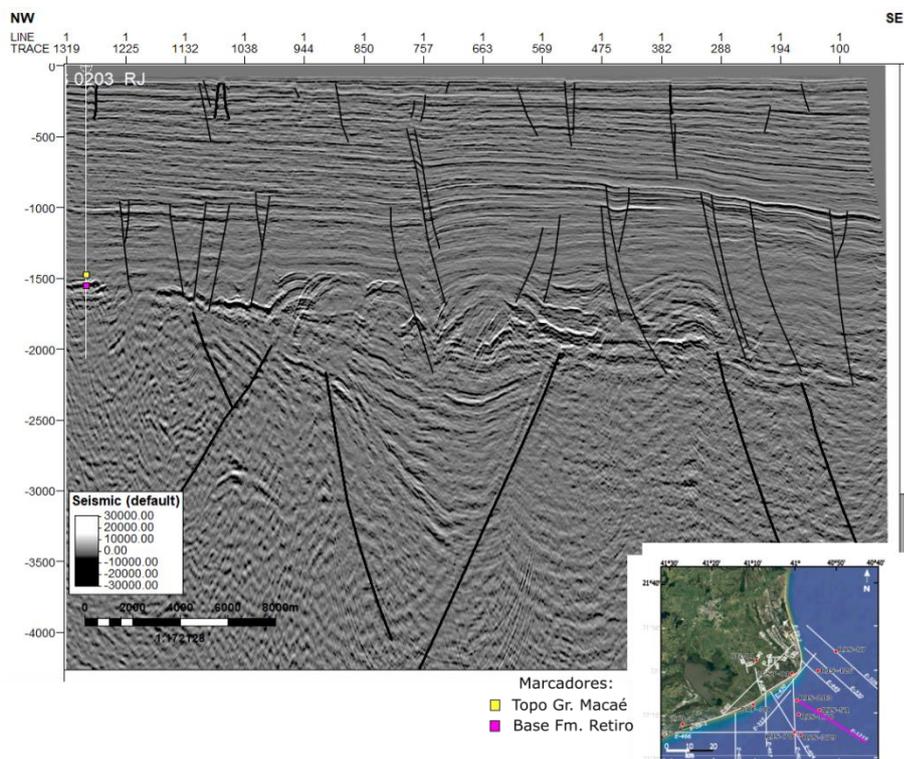


Figura 28 - Poço RJS-203 projetado na linha E231.1215 com os marcadores principais e o perfil de litologia em destaque. As linhas pretas são as falhas principais interpretadas.

Como o poço RJS-379D é desviado e se encontra um pouco distante mesmo da linha sísmica mais próxima (E56.464), sua projeção na sísmica parece ter sido um pouco prejudicada (Figura 29; Figura 30). Apesar da projeção do poço RJS-379D nas linhas E231.1215 e E56.466 indicarem que os marcadores relativos à Formação Ubatuba, ao Grupo Macaé e a Formação Retiro estariam abaixo do conjunto de refletores de alta amplitude, a posição do marcador do topo da Formação Cabiúnas se aproxima a de estruturas que pelo seu comportamento se assemelham ao embasamento, assim como observado também no poço RJS-203 (Figura 28).

O poço RJS-70 está localizado bem acima da linha E56.464, e foi convertido para tempo pela relação tempo-profundidade do perfil sônico, e sua amarração condiz com o obtido nas amarrações dos poços RJS-203 e RJS-426 (Figura 27; Figura 28).

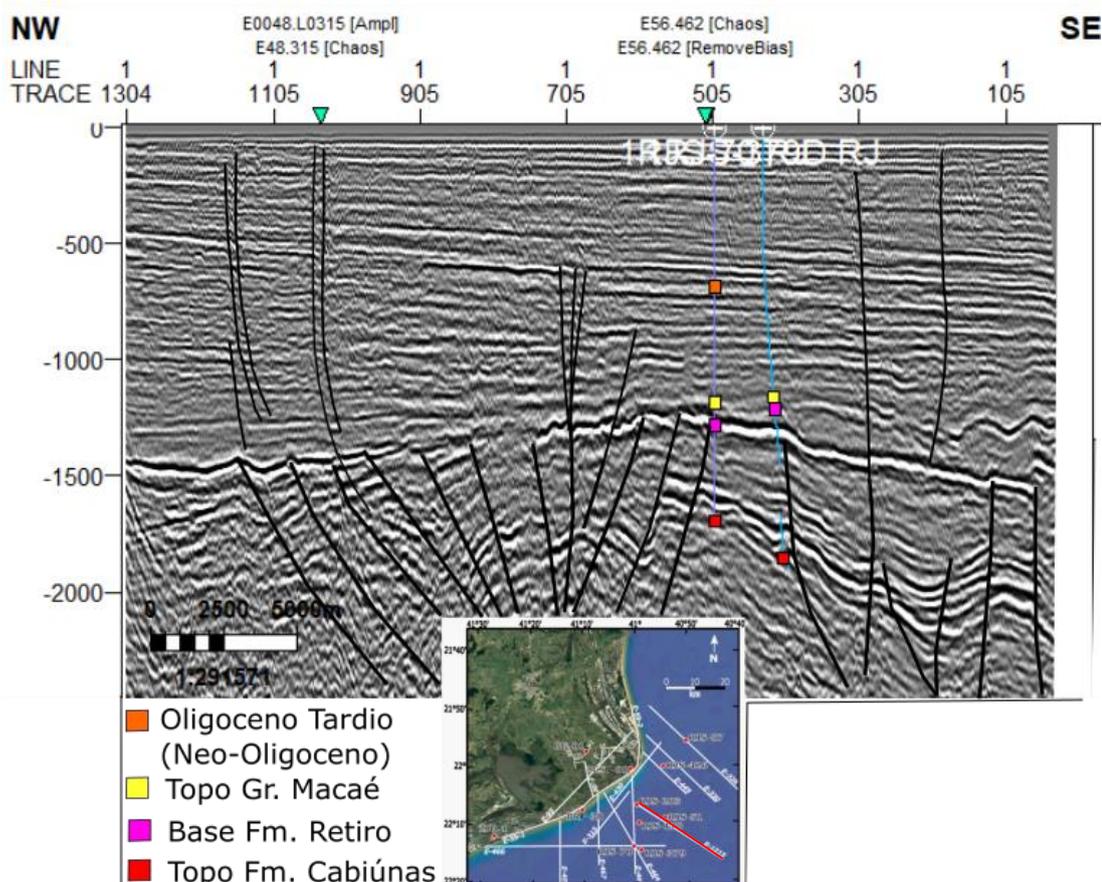


Figura 29 - Poços RJS-70 e RJS-379D projetados na linha E56.464 em amplitude. As falhas principais estão interpretadas como linhas pretas.

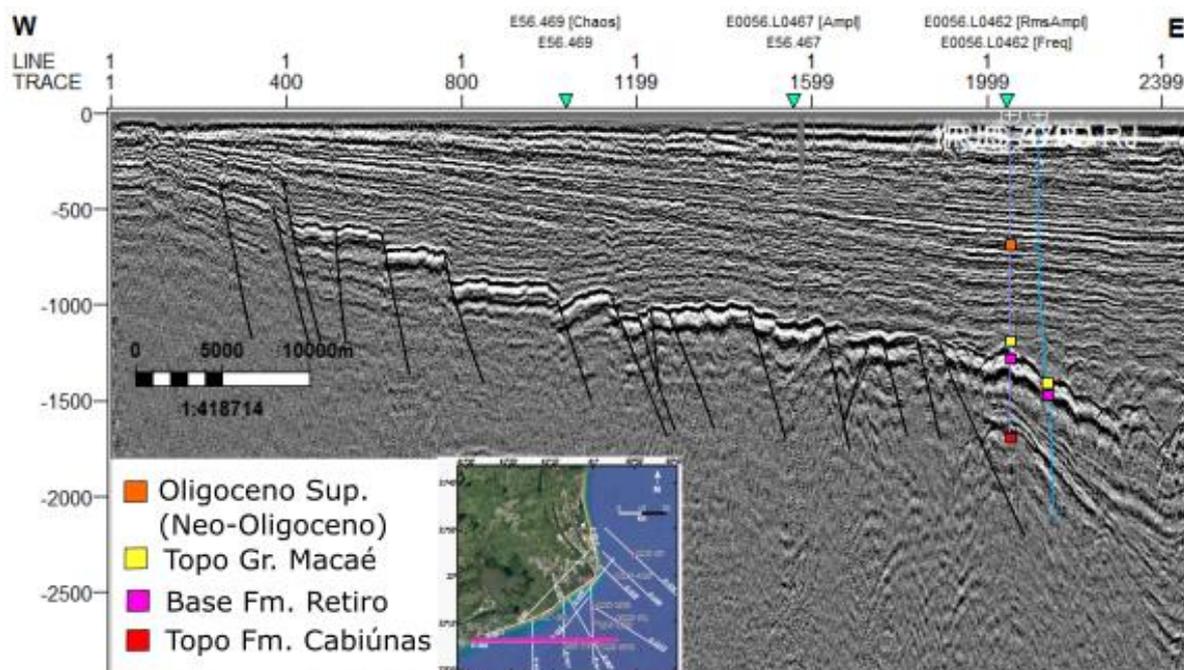


Figura 30 - Poços RJS-70 e RJS-379D projetados na linha E56.466 com as principais falhas interpretadas.

## 4.2. Interpretação Sísmica

Em todas as linhas sísmicas interpretadas, tanto na porção emergsa quanto na porção submersa da área de estudos, observa-se uma superfície muito bem demarcada composta por uma sequência de três refletores fortes e contínuos de alta amplitude, com assinaturas alternantes de amplitude negativas e positivas (Figura 27; Figura 28; Figura 29; Figura 30). No presente trabalho essa superfície foi nomeada de Marco Sismoestratigráfico Principal. Esta superfície regional altamente refletiva em muitos casos parece constituir o topo do embasamento acústico regional, contudo, localmente observam-se outros refletores em posições estratigráficas inferiores, principalmente na porção mais distal das seções sísmicas (Figura 27; Figura 28; Figura 29; Figura 30).

Em 1990, Mohriak e Barros interpretaram tal marco sismoestratigráfico como sendo o embasamento acústico da bacia na porção mais rasa e como topo do Cretáceo a leste da grande falha de borda (Figura 31). Em contrapartida, Miranda Oliveira (2017) propõe que o marco sismoestratigráfico corresponde ao topo do Cretáceo, a que ele denominou de Marco TK.

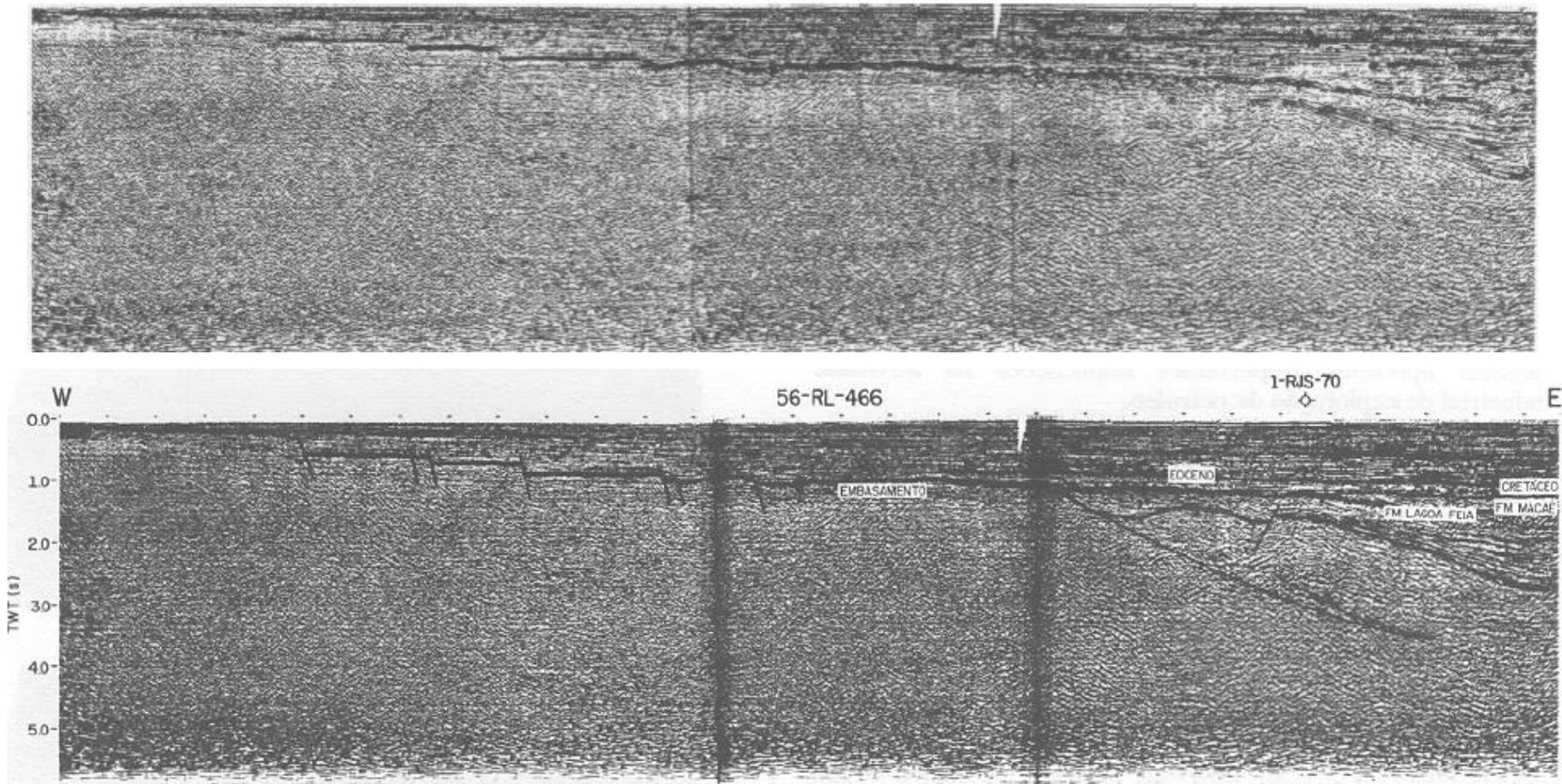


Figura 31 - Interpretação da linha 56-RL-466, que no presente trabalho foi identificada pelo código E56.466, por Mohriak e Barros (1990). O refletor mais forte é interpretado ora como topo do embasamento, ora como topo do Cretáceo e ora como topo da Formação Lagoa Feia.

A partir dos resultados das amarrações dos dados de poço às linhas sísmicas e da interpretação dos refletores o marco sismoestratigráfico principal foi interpretado como a discordância do topo do rifte. Além disso, o fato de o refletor em questão ser facilmente identificável em todas as seções, seja *onshore* ou *offshore*, corrobora com a descrição dessa superfície feita por Winter *et al.*, (2007).

Após a amarração dos poços com as linhas sísmicas, uma nova interpretação foi feita para a mesma linha sísmica E56.466, previamente interpretada por outros autores (Mohriak e Barros, 1990; Miranda Oliveira, 2017). A figura 32 mostra os principais refletores identificados e mapeados regionalmente na área de estudos. Acima do embasamento acústico, as discordâncias pré-neo-Alagoas e pré-Jiquiá e o topo do Grupo Macaé foram interpretados com base amarração dos poços da plataforma continental (Figura 30). Os horizontes I e II fazem referência, respectivamente, ao topo do Cretáceo e ao topo do Eoceno identificados por Mohriak e Barros (1990), vide a figura 31. Ao estender essa interpretação às outras linhas, o horizonte I se mostrou correspondente ao primeiro refletor a se nivelar com o bloco alto presente no meio da linha sísmica E63.100, e o horizonte II o primeiro a se nivelar com o bloco alto a nordeste da linha E63.59-2.

Seguindo o padrão dos horizontes I e II, foi marcado o primeiro horizonte a se nivelar ao grande alto estrutural da linha E63.95 e sua interpretação foi extrapolada para toda a área de estudo, com o objetivo de tentar compreender a cronologia das movimentações tectônicas e dos preenchimentos sedimentares. Tal horizonte foi então denominado Horizonte III e apresenta alta continuidade lateral em toda área, porém não existe nenhum controle crono-estratigráfico sobre esta superfície sedimentar uma vez que são poucos os marcadores disponíveis nos poços durante o Cenozóico. Todas estas superfícies relacionadas aos horizontes I, II e III terminam em onlap a oeste, sobre o embasamento acústico, ou sobre a discordância pré-neo-Alagoas (Figura 32).

Ao se comparar o que é observado nas linhas *dip* do presente trabalho com o modelo de Bosence (1998) (Figura 4), a discordância pré-neo-Alagoas, em laranja, seria a discordância pós-rifte da bacia, e o pacote entre esta e o topo do embasamento acústico, com refletores inclinados para leste, seria a seção sin-rifte da bacia (Figura 32; Figura 33).

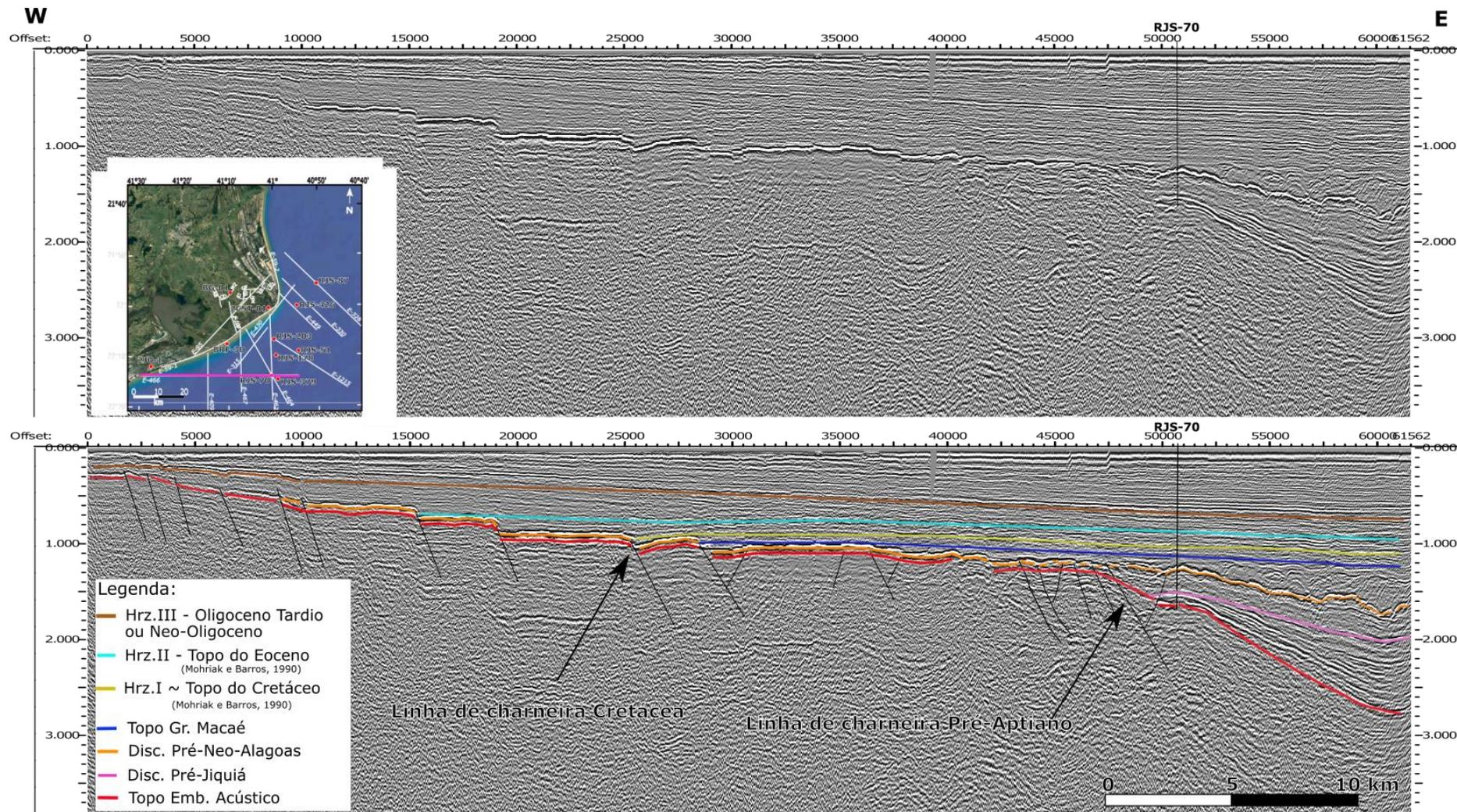


Figura 32—Linha sísmica E56.466 original em cima e interpretada após a amarração dos poços embaixo. Em destaque o poço RJS-70 projetados nas respectivas linhas sísmicas mais próximas, as falhas principais, e os horizontes de interesse.

Os refletores que preenchem o hemi-gráben observado nas linhas sísmicas *dip* que atingem porções mais distais apresentam internamente sismofácies variáveis (Figura 32; Figura 33). A leste esse hemi-grabén é limitado por um alto estrutural de rejeito expressivo, correspondente com a área descrita como Alto de Badejo (Figura 8).

Tomando como referência o diagrama estratigráfico de Winter *et al.* (2007) (Figura 13), a discordância marcada pelo horizonte em rosa que separa as duas sismofácies depositadas durante a abertura do rifte (Figura 32; Figura 33) representa a discordância pré-Jiquiá, que separa uma camada com litofácies de característica sin-deposicional de um conjunto de refletores intercalados com maiores amplitude, ainda um pouco movimentados pela tectônica da fase rifte. A discordância em laranja é interpretada como a discordância pré-neo-Alagoas, que é seguida por um conjunto de sismofácies mais caótica e pouco deformada, interpretada como sedimentos da fase *sag* da bacia (Figura 33; sequências K46 e K48).

O avanço da sedimentação da fase rifte (Winter *et al.*, 2007) para oeste é bloqueado por uma grande falha interpretada como a linha de charneira do pré-Aptiano. Já os sedimentos do Cretáceo são interrompidos por uma outra superfície de falha, então denominada de charneira cretácea (Figura 33).

Nas linhas sísmicas *offshore* E231.1215, E56.464, E56.462 e E56.449 os refletores relativos a discordância pré-evaporítica e pré-neo-Alagoas convergem para o conjunto de refletores do marco sismoestratigráfico principal presente no bloco baixo das linhas E63.59-1 e E63.59-2. Ou seja, na parte rebaixada das linhas 59-1 e 59-2 o marco sismoestratigráfico principal parece funcionar como uma área onde um conjunto de discordâncias da fase rifte e pós-rifte (Winter *et al.*, 2007) convergem e/ou se sobrepõe em direção ao continente, sendo assim um local de recorrente exposição sub-aérea (Figura 32; Figura 33; Figura 34; Figura 36; Figura 37). Já nas áreas de embasamento raso o marco sismoestratigráfico principal representa o topo do embasamento, arrasado por diversas discordâncias ao longo da evolução da bacia, desde o rifteamento do Neocomiano ao momento atual.

#### 4.2.1.O embasamento acústico

O embasamento cristalino gnáissico só foi amostrado nos poços localizados na planície costeira, ocorrendo em profundidades variadas entre 128 e 2596 m respectivamente nos poços 2-JU-01 e 2-CST-001 (Tabela 2; Figura 21). No entanto, no poço 2-CST-001 o embasamento cristalino está recoberto por cerca de 600 m de basaltos da formação Cabiúnas. Desta forma, em terra, o embasamento acústico é representado ora pelo embasamento cristalino gnáissico, ora pelos basaltos. É praticamente impossível discernir entre a natureza do embasamento apenas com base nos dados sísmicos.

No poço terrestre pioneiro 2-CST-01, o marco sismoestratigráfico principal marca o topo do embasamento acústico, que no poço em questão corresponde ao topo dos basaltos da Formação Cabiúnas (Figura 21; Figura 33). No poço 2JU-1 (Figura 21; Figura 34) o marco sismoestratigráfico principal corresponde ao topo do embasamento cristalino. Na maioria das seções sísmicas da plataforma continental, no entanto, este marco sismoestratigráfico corresponde à discordância pré-neo-Alagoas, que ocorre no topo da fase rifte (Figura 33; Figura 34).

O mapa de profundidades do embasamento acústico (Figura 35) mostra as principais feições estruturais nesta porção rasa e costeira da Bacia de Campos, com destaque para o Alto de Badejo e o Baixo de São João da Barra, antes também conhecido como Baixo de São Tomé (Figura 35). Todas estas estruturas identificadas no mapa têm orientação preferencial NE-SW, que também corresponde à orientação predominante das estruturas do embasamento cristalino aflorante no continente (Figura 2).

O Baixo de São João da Barra corresponde a um hemigrabén, com mergulho para SE, limitado a oeste pela linha de charneira do topo do rifte e a Leste por uma falha normal de grande rejeito (cerca de 2 km) e mergulho para NW, controlando o alto estrutural de Badejo (Figura 35).

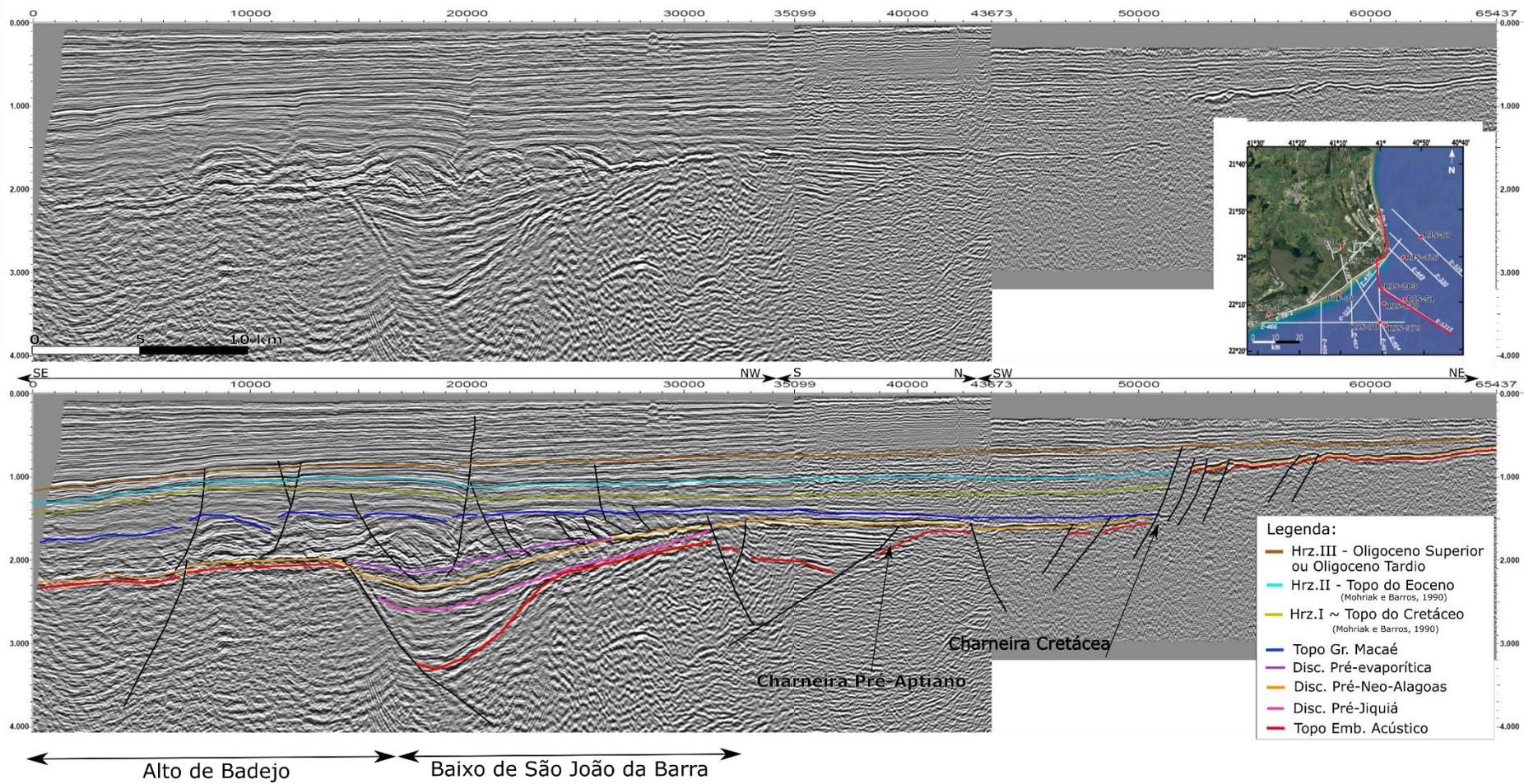


Figura 33 - Seção entre as linhas E231.1215, E56.462 e E63.59-2 original na parte superior e interpretada na inferior. Em destaque os poços projetados nas respectivas linhas sísmicas mais próximas, as falhas principais, e os horizontes de interesse descritos na legenda.

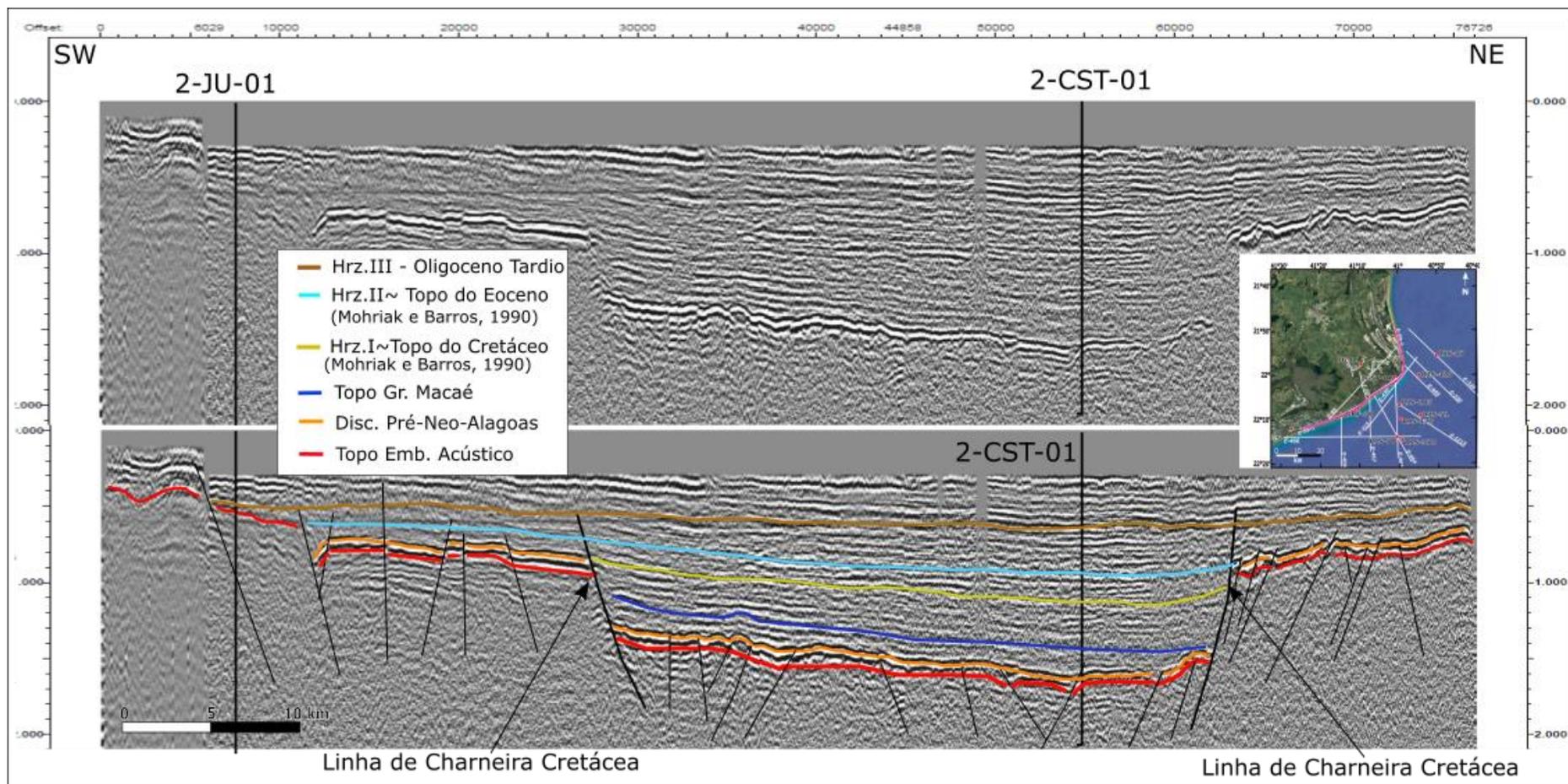


Figura 34 - Seção entre as linhas sísmicas E63.59-2 e E63.59-1 original em cima e interpretada abaixo. Em destaque os poços projetados nas respectivas linhas sísmicas mais próximas, as falhas principais, e os horizontes de interesse.

Através do mapa estrutural observamos que a oeste do Baixo de São João da Barra existem duas áreas elevadas que limitam outro baixo deposicional localizado já próximo a linha de costa. Essas áreas elevadas provavelmente fazem parte de uma única feição elevada em meio ao Baixo de São João da Barra, porém a ausência de dados entre as duas elevações não permite que seja representada assim no mapa estrutural.

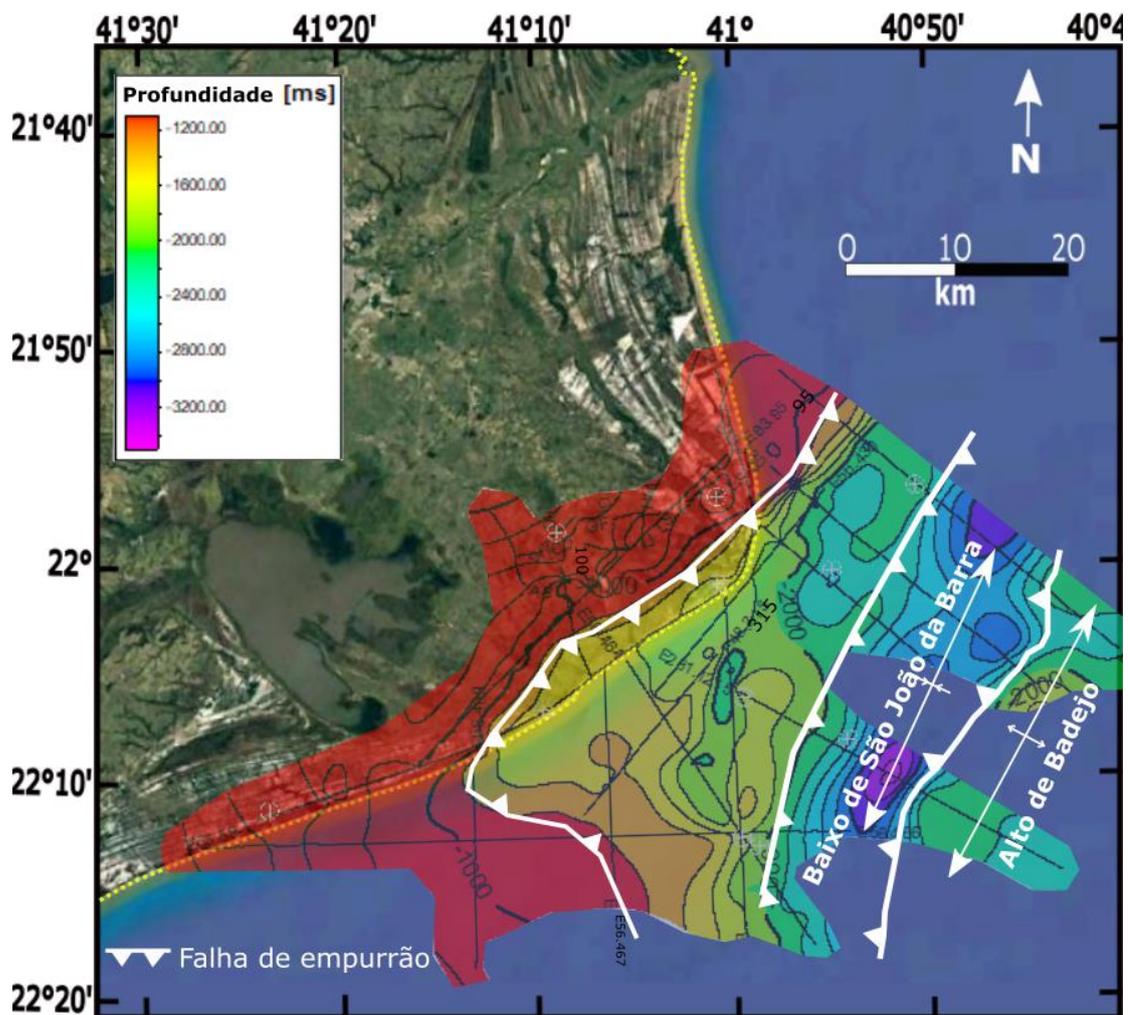


Figura 35 - Mapa de contorno estrutural do topo embasamento acústico, em profundidade (ms), com as principais feições estruturais destacadas.

A partir do mapa de contorno estrutural do embasamento separar as áreas de embasamento raso a leste das de embasamento profundo a oeste (Figura 35), e a partir da interpretação das linhas sísmicas 2D (Figura 33; Figura 34) foi possível identificar as falhas que limitam o avanço dos sedimentos do Cretáceo. Ambos são características da Charneira Cretácea (Dias *et al.*, 1990; Guardado *et al.*, 1989),

porém para definir a posição dessa feição na área de estudo em mapa é necessário que seja calculada a espessura do pacote do cretáceo como um todo, levando em consideração também os dados da profundidade do pós-rifte (Winter *et al.*, 2007).

Também são observadas duas estruturas NW/WNW-SE que parecem deslocar o embasamento lateralmente, como por exemplo na porção emersa nas proximidades do cruzamento das linhas E63.95 e E63.100 e na plataforma rasa nas proximidades do cruzamento das linhas E48.315 e E56.467 (Figura 35; Anexo 6).

#### **4.2.2.A Discordância Pré-Neo-Alagoas**

A discordância pré-neo-Alagoas, como descrita anteriormente, corresponde ao marco sismoestratigráfico principal nesta porção da Bacia de Campos. É reconhecida também como discordância pós-rifte, pois situa-se no topo da sequência rifte (Figura 33; Figura 36; Figura 37). No Baixo de São João da Barra, corresponde à discordância no topo do hemigraben, abaixo da qual situam-se camadas sedimentares inclinadas, mostrando maior espessamento junto à falha de borda externa, no limite com o alto estrutural de Badejo, caracterizando sua natureza sindeposicional (Figura 33; Figura 36).

Sobre o Alto de Badejo a presença de sedimentos da fase rifte abaixo da discordância pré-neo-Alagoas não é muito evidente, contudo alguns refletores difusos sugerem ainda uma delgada sequência sedimentar acima do embasamento acústico (Figura 33; Figura 37).

Eventos deformacionais rúpteis, com falhamentos normais de grande rejeito, afetaram essa discordância erosiva, gerando espaço deposicional para unidades do Cretáceo Superior e do Paleógeno (Figura 36; Figura 37). Como se observa na figura 36, a discordância se acunha a oeste de encontro ao embasamento e gradativamente mergulha para leste, aumentando a espessura sedimentar entre ela e o embasamento, sendo deslocada por diversas falhas normais do rifte. Ainda na seção composta da figura 36, mudando para a orientação S-N, observa-se a calha deposicional do rifte limitada a norte pela linha de charneira Cretácea representada por uma falha normal de quase mil metros de rejeito destacada também na figura 37. No bloco alto a norte da linha de charneira a discordância do topo do rifte é correspondente ao topo do embasamento acústico (Figura 36; Figura 37).

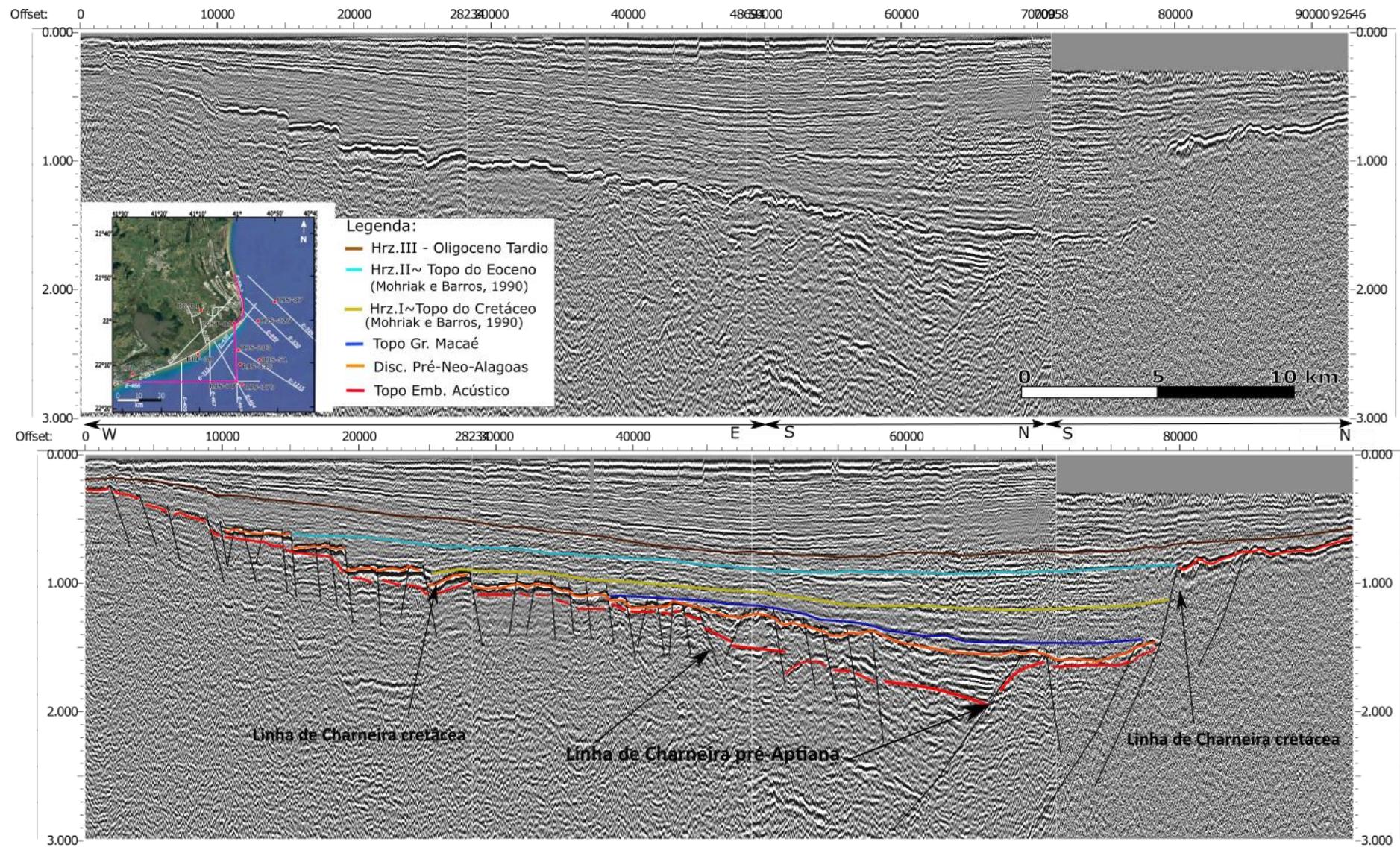


Figura 36 – Seção composta com as linhas sísmicas E56.466, E56.462 e E63.59-1 original acima e interpretada após a amarração dos poços abaixo, com as falhas principais identificadas.

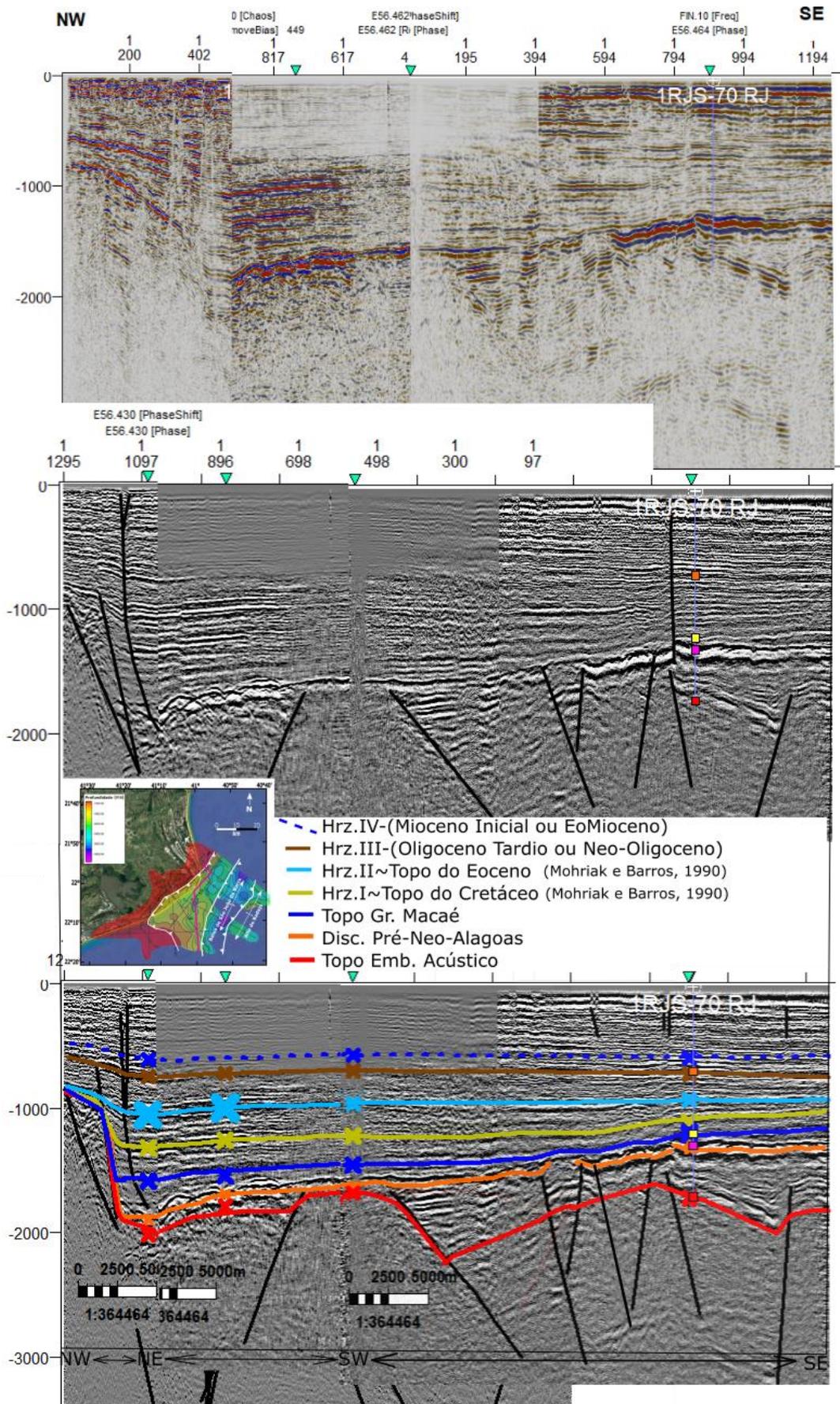


Figura 37 - Seção composta pelas linhas E48.330, E56.430 e E56.462 original acima e abaixo interpretada a partir da amarração de poços, ambas com o poço RJS-70 projeto com seus respectivos marcadores.

O mapa de profundidade do topo do rifte (discordância pré-neo-Alagoas) mostra que as direções estruturais NE-SW predominantes, que controlam a calha deposicional do embasamento acústico, sofrem uma re-orientação para NW-SE assim como pontuado no mapa estrutural do topo do embasamento acústico (Figura 35; Figura 38). Esta nova calha deposicional assume uma orientação oblíqua à linha de charneira Cretácea, se aproximando da costa nas cercanias do Cabo de São Tomé (Figura 38). Observa-se também que o Alto de Badejo não mais representa uma barreira à sedimentação.

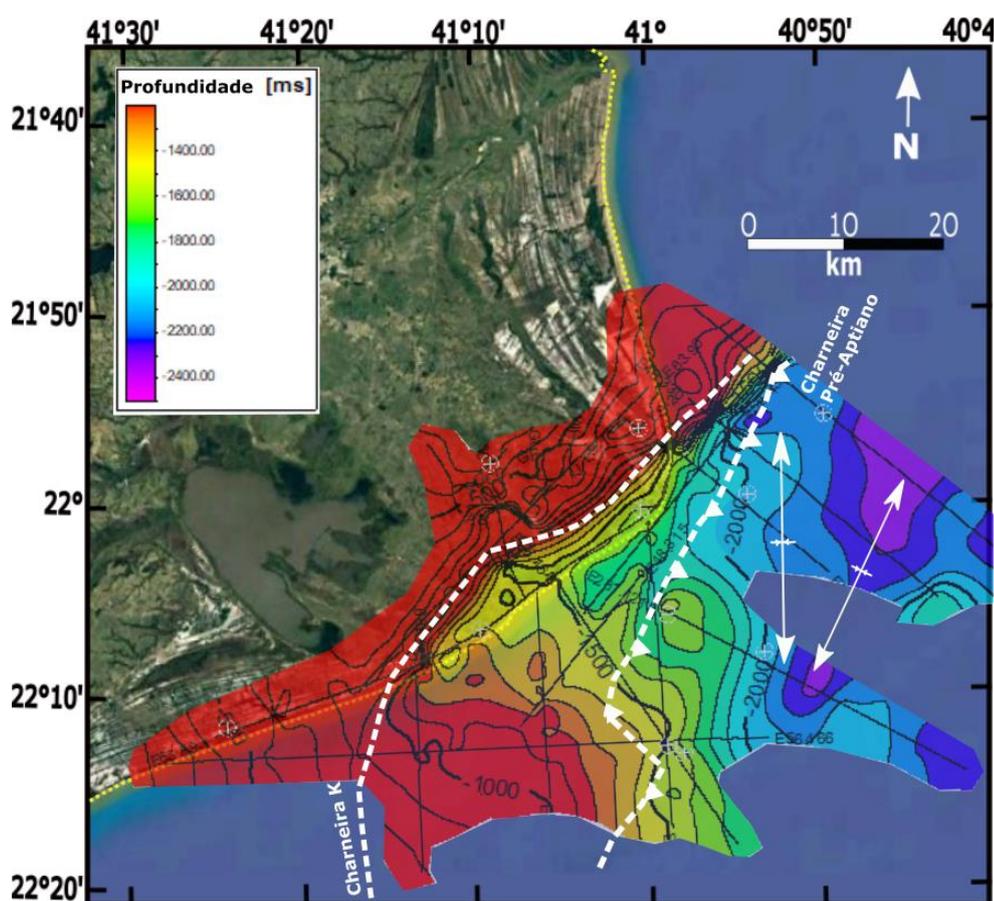


Figura 38 - Mapa de contorno estrutural de profundidade (ms) da discordância pós-rifte ou pré-neo-Alagoas. A seta branca indica a calha deposicional principal do pós-rifte.

O mapa de espessura sedimentar da sequência rifte (entre o embasamento acústico e a discordância pré-neo-Alagoas) delimita a calha deposicional do hemigráben que corresponde ao Baixo de São João da Barra, com orientação NE-SW, limitada pelo alto estrutural de Badejo (Figura 39). As maiores espessuras de

600 ms (cerca de 1200 m, adotando-se uma velocidade de 2000 m/s para propagação da onda sísmica) situam-se a SW, junto à falha de borda do alto de Badejo.

As menores espessuras do preenchimento da seção rifte encontradas na parte central do Baixo de São João da Barra (Figura 39) estão relacionadas a uma elevação do embasamento interna ao Baixo de São João da Barra que pode ser observada nas figuras 37 e a 40.

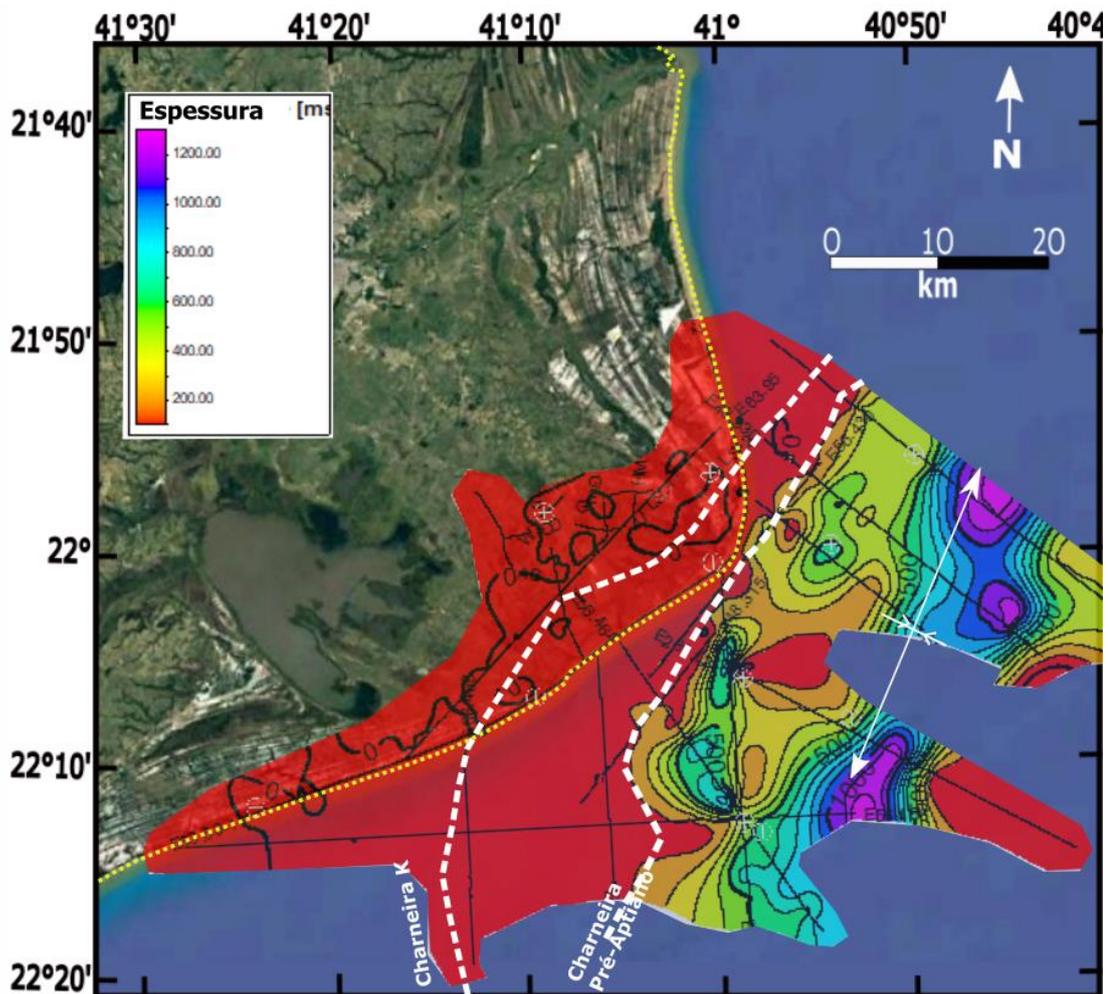


Figura 39 - Mapa de isópacas entre a discordância do pós-rite (pré-neo-Alagoas) e o embasamento acústico que definem o preenchimento (ms) da fase rifte.

### **4.2.3.O Grupo Macaé**

O Grupo Macaé corresponde à unidade sedimentar acima dos evaporitos da Formação Retiro ou, onde não houve deposição de evaporitos, diretamente acima da discordância do topo do rifte. O Grupo Macaé é composto pelos carbonatos e calcilutitos das Formações Outeiro e Imbetiba, respectivamente. O marco estratigráfico referente ao topo do Grupo Macaé foi definido nas informações de todos os poços offshore utilizados provenientes do BEP.

O refletor correspondente ao topo do Grupo Macaé se estende até a porção emersa da bacia (Figura 40). A unidade estratigráfica é afetada pela tectônica salífera e o próprio refletor sísmico correspondente ao topo do Grupo Macaé é igualmente deslocado pelas falhas normais lístricas conforme se observa nas figura 33.

O mapa de profundidades do topo do Grupo Macaé continua mostrando uma calha deposicional com orientação NW-SE (Figura 41). Apesar do pouco recobrimento sísmico, a configuração das isolinhas indica uma outra calha estrutural sobre o topo do Grupo Macaé, com orientação NE-SW, recobrando a área antes ocupada pelo Alto de Badejo (Figura 41).

O mapa da espessura do Grupo Macaé foi calculado com menor acurácia que os demais pois a base do grupo, o topo dos evaporitos da Formação Retiro, não pôde ser definida em todas as linhas sísmicas uma vez que a espessura da Formação Retiro é muito pequena em alguns poços e a resolução da sísmica não permitiu identificar esses corpos evaporíticos (Figura 42).

O mapa de espessura entre o topo do Grupo Macaé e a discordância do topo do rifte mostra pela primeira vez o avanço da sedimentação em direção a costa, recobrando até a atual porção emersa da bacia. Os altos estruturais internos ao gráben de São João da Barra condizem com as áreas de menor espessura do intervalo em questão. Na área em frente ao Cabo de São Tomé foi gerada uma calha deposicional, limitada pelas elevações do embasamento (Figura 35), que foi preenchida pelos sedimentos transgressivos do Grupo Macaé. O avanço dessa sedimentação para o oeste foi limitado pelas falhas normais geradas na deformação subsequente ao preenchimento do rifte, destacadas na figura 40.

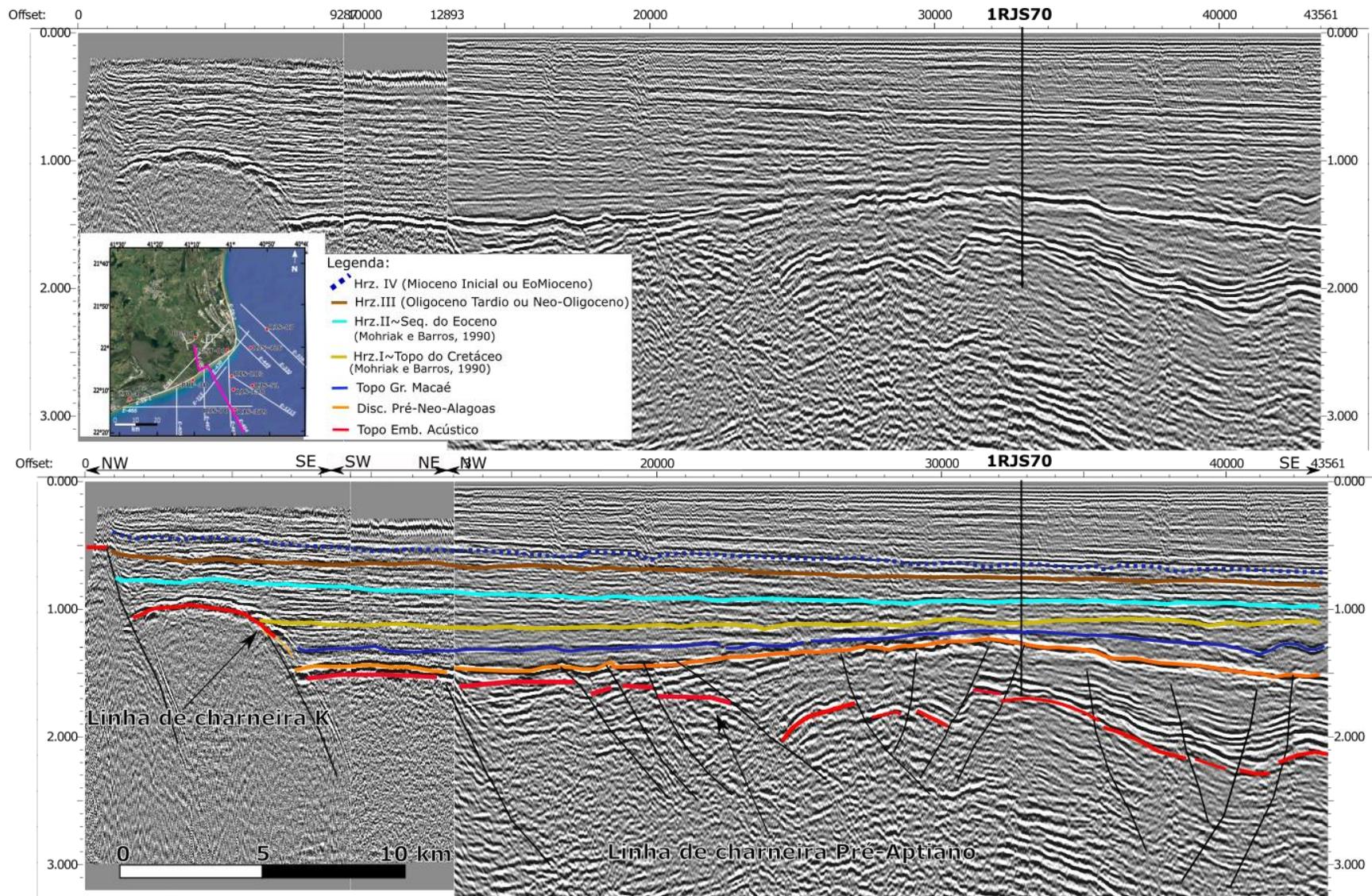


Figura 40 - Seção composta entre as linhas E63.100 e E56.464 original e interpretada. A projeção do poço RJS-70 está localizada em um alto estrutural que divide duas áreas rebaixadas preenchidas por sedimentos da fase rifte e que foi nivelado após a deposição dos sedimentos do Grupo Macaé.

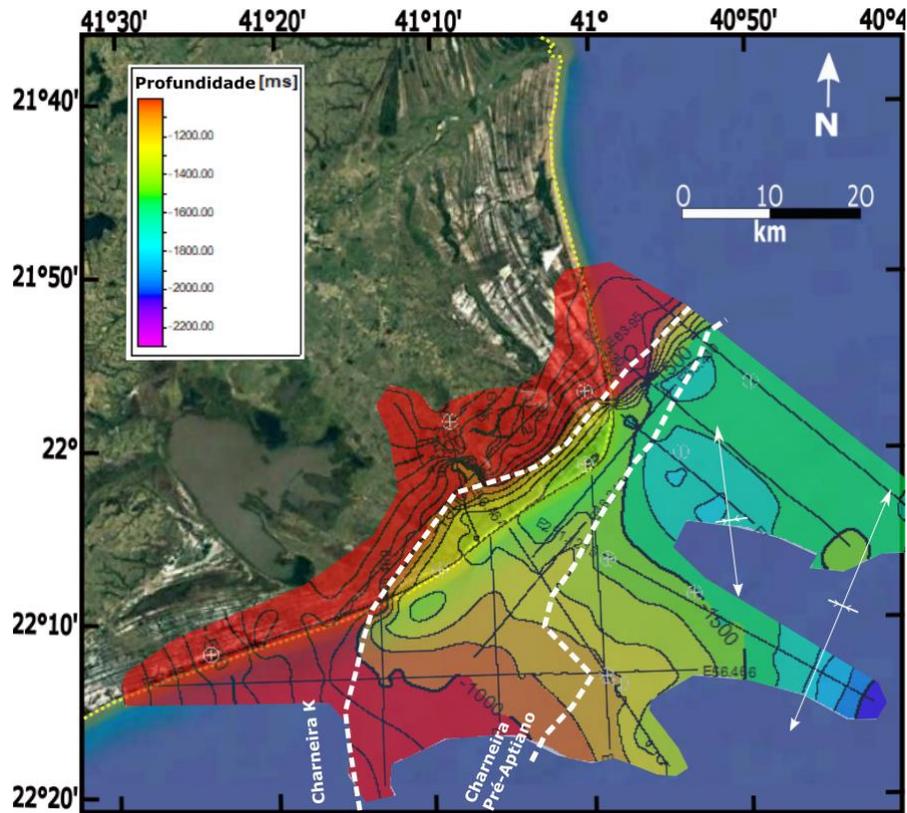


Figura 41 – Mapa de contorno estrutural do topo do Grupo Macaé de acordo com a profundidade (ms) do respectivo refletor. As setas destacam as calhas deposicionais principais preservadas após a deposição do Grupo Macaé.

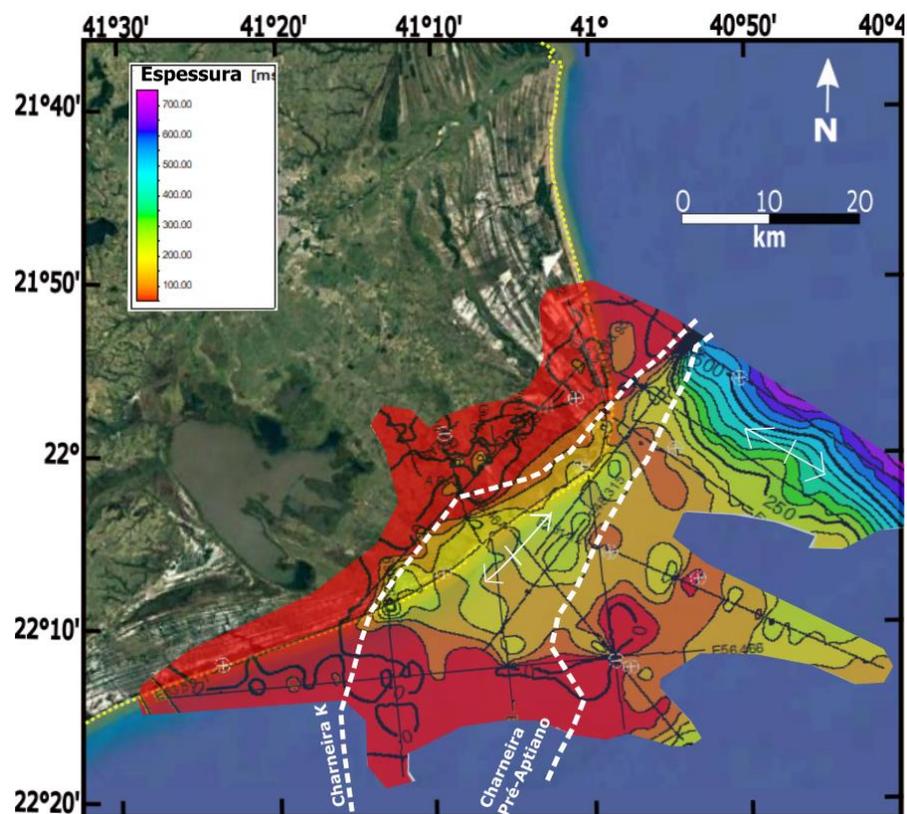


Figura 42 – Mapa de isópacas entre os horizontes relativos ao topo do Grupo Macaé e o Topo da Formação Retiro (Sal).

#### 4.2.4.O topo do Cretáceo

A reativação das falhas do rifte gerou novo espaço de acomodação para unidades do Cretáceo Superior e do Paleógeno. Na porção costeira emersa, o refletor correspondente ao topo do Cretáceo ocorre na depressão limitada pelas falhas normais que delimitam a linha de charneira Cretácea (Figura 34; Figura 40). Como foi observado na seção sísmica interpretada na figura 37, há um espessamento da sequência sedimentar nas proximidades da falha de borda a norte também na figura 40, indicando a deposição sintectônica desta unidade.

Já na figura 36 a seção entre a discordância pré-neo-Alagoas e o topo do Cretáceo termina de encontro com um plano de falha que bloqueia completamente o avanço lateral da seção cretácea para o Norte. A terminação dos refletores dessa seção não apresenta indícios de movimentação tectônica sindeposicional porém é possível notar um leve arqueamento dos refletores da seção em direção ao norte da linha sísmica, mais destacado sob o atributo sísmico *Phase* (Anexo 3; Anexo 4; Anexo 5).

Na figura 40 chama atenção o arqueamento observado em todas as unidades abaixo da discordância pré-neo-Alagoas, inclusive no embasamento acústico, na porção centro-sul da seção sísmica composta. Sobre este alto estrutural, se afinam e acunham as unidades sedimentares até o topo do Cretáceo, sugerindo novamente deformação sindeposicional. Possivelmente este anticlinal representa uma estrutura em flor positiva, indicando um componente de deformação transpressiva, que também pode ser observada na linha E56.462 (Figura 37).

Outro indício da reativação de grandes falhas no Cretáceo Tardio são as terminações de refletores em sigmoides de encontro aos planos de falha, que apontam para uma movimentação sindeposicional, observadas nas seções E48.330, E56.466 e E63.100 destacadas nas figuras em anexo (Anexo 3; Anexo 4; Anexo 5).

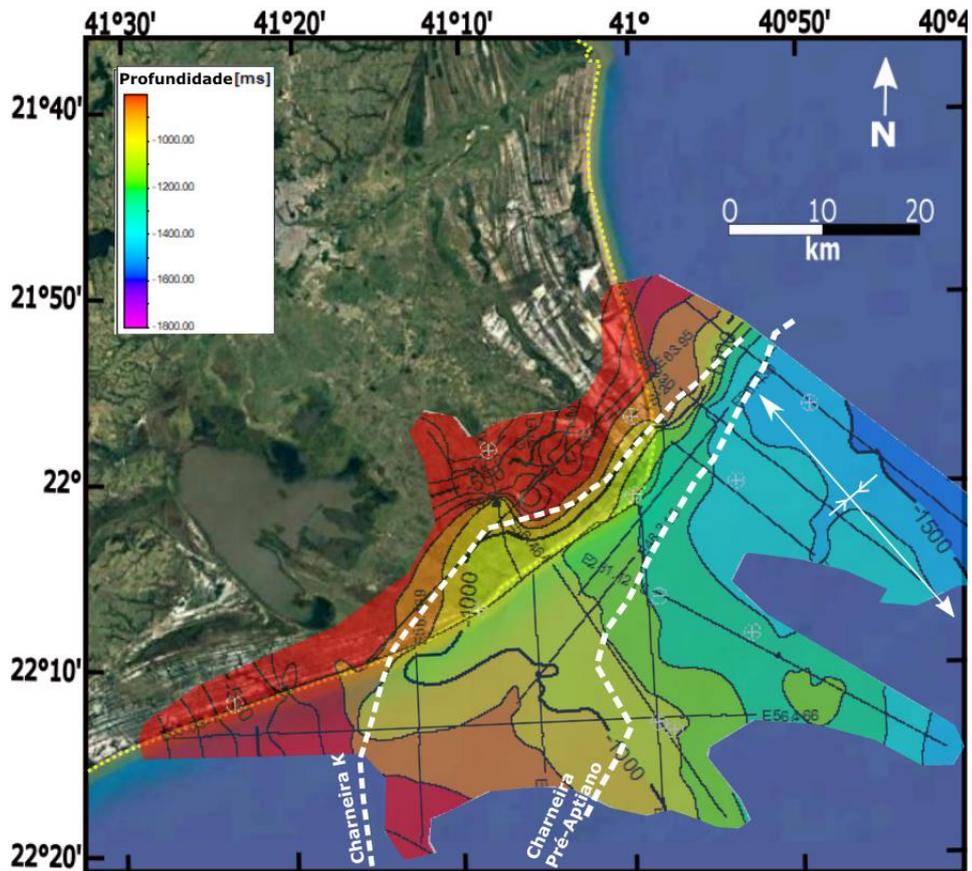


Figura 43 - Mapa de contorno estrutural do HrZ I, nas proximidades do topo do Cretáceo.

O mapa e contorno estrutural do topo do Cretáceo, mostra que uma calha deposicional principal de orientação NW-SE, se aproximando obliquamente da linha de charneira Cretácea nas proximidades do Cabo de São Tomé (Figura 43).

O mapa de isópacas do intervalo sedimentar entre o topo do Grupo Macaé e o topo do Cretáceo (Figura 44), mostra o depocentro principal, com até 450 ms de espessura na mesma posição e orientação da calha estrutural verificada na figura 42. Paralelamente à linha de charneira Cretácea ocorre outro depocentro secundário (Figura 46), com espessuras de até 330 ms, isolado do depocentro principal pelo anticlinal ilustrado nas seções sísmicas compostas (Figura 37; Figura 40; Figura 44).

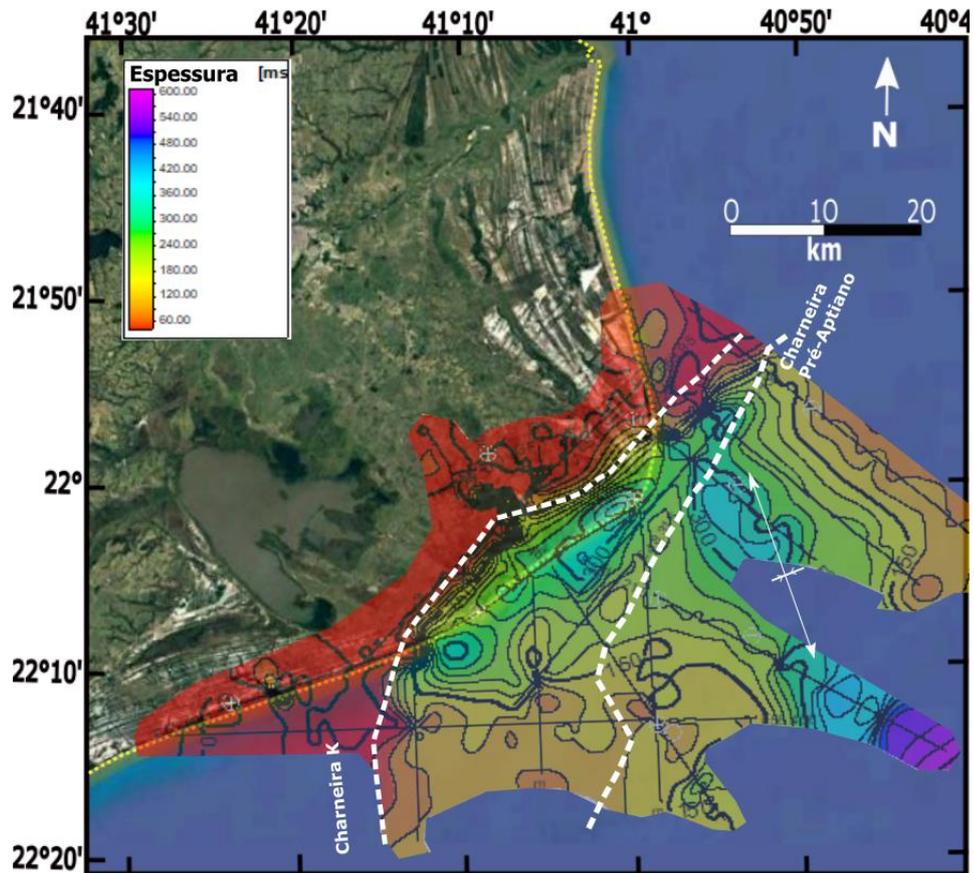


Figura 44 -Mapa de isópacas calculado entre os horizontes interpretados como sendo do Topo Cretáceo e do Topo do Grupo Macaé.

#### 4.2.5.O preenchimento sedimentar Cenozóico

As seções sísmicas compostas ilustradas nas figuras 36, 37 e 40 mostram o comportamento do preenchimento sedimentar acima do topo do Cretáceo. Na figuras 37 e 40 observa-se um mergulho suave dos horizontes II (Eoceno) e III (marrom) a partir da linha de charneira Cretácea em direção *offshore*, com as maiores espessuras nas proximidades da linha de charneira, diminuindo em direção ao alto formado pelo anticlinal que deforma desde o embasamento até o topo da seção rifte.

Nas linhas E56.449, E48.330 e E48.328 e E56.469 foram identificados falhamentos extensos que movimentam desde refletores do Cretáceo até refletores rasos, de idade pós Mioceno (Figura 27; Figura 28; Figura 29; Anexo 6). Na figura 45 é possível observar que as duas falhas que atingem desde o embasamento a refletores mais rasos terminam se dividindo em duas estruturas. Essa feição se repete também na linha E56.449 (Figura 27).

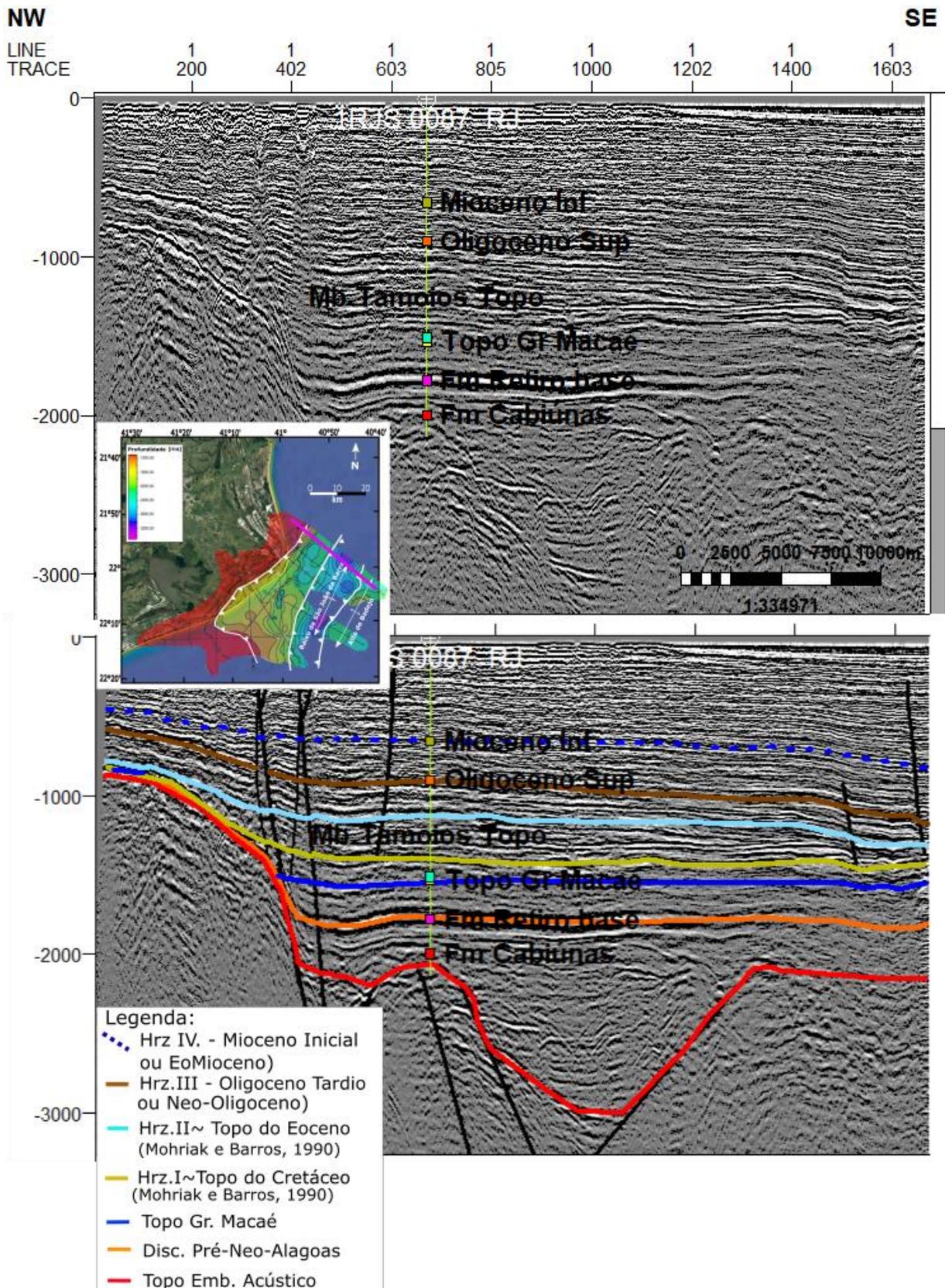


Figura 45 - Linha sísmica E48.328 com os horizontes e falhas principais interpretados.

A curvatura observada nos pacotes depositados entre o refletor do Hrз.I (topo do Cretáceo) e do Hrз III (Oligoceno superior) somada ao espessamento dessa seção próximo ao plano de falha indica uma provável movimentação das mesmas durante a deposição desses sedimentos.

O mapa estrutural do topo do Horizonte II (Eoceno) mostra que o principal espaço para acomodação sedimentar situa-se a leste do Cabo de São Tomé, acompanhando a linha de charneira e formando uma reentrância para oeste, adentrando o continente e voltando novamente a se dirigir para o sul, acompanhando a borda oeste do Baixo de São Tomé (Figura 46). A profundidade do horizonte II, chega a atingir 1500 ms em sua porção externa, que aparentemente acompanha a falha de borda oeste do alto de Badejo (Figura 46).

Observa-se na figura 37 e na figura 40 que a unidade subjacente ao horizonte II (Eoceno) recobre todo o bloco alto do embasamento a NW da linha de charneira, enquanto que na figura 45 esta unidade se afina ao passar o plano de falha que delimita a linha de charneira Cretácea. Esta diferença pode sugerir o avanço progressivo da sedimentação ocupando o espaço deposicional acima do topo do Cretáceo (Figura 46). Este comportamento se confirma no mapa de isópacas do intervalo entre o topo do Cretáceo e o Hrз. II (Eoceno) (Figura 47), onde se verifica o principal depocentro (com cerca de 300 ms de espessura) ocupando a calha deposicional principal com orientação NW-SE existente ao final do Cretáceo (Figura 45). Espessuras sedimentares expressivas também ocorrem nas imediações do Cabo de São Tomé, bem ao lado leste da linha de charneira Cretácea (Figura 47) , como indicara as seções sísmicas compostas (Figuras 37 e 40).

A mesma disposição se observa no mapa de profundidade do horizonte referente ao Oligoceno Tardio, em marrom, (Figura 48), onde se verifica que a sedimentação avançou a partir da linha de charneira nas direções W-E e NW-SE, diminuindo o espaço de acomodação. O principal depocentro da unidade sedimentar entre o Hrз. II (Eoceno) e o Hrз. III (Oligoceno Superior) ainda preserva a orientação NW-SE, nas proximidades do Cabo de São Tomé (Figura 49).

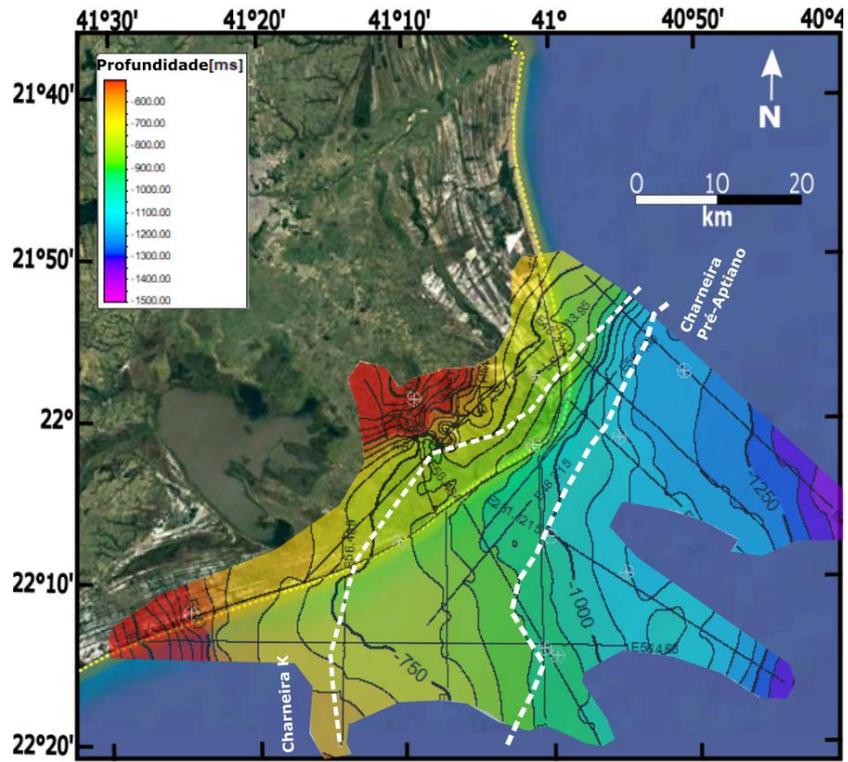


Figura 46 - Mapa de contorno estrutural do Hr. II, relativo ao topo do Eoceno.

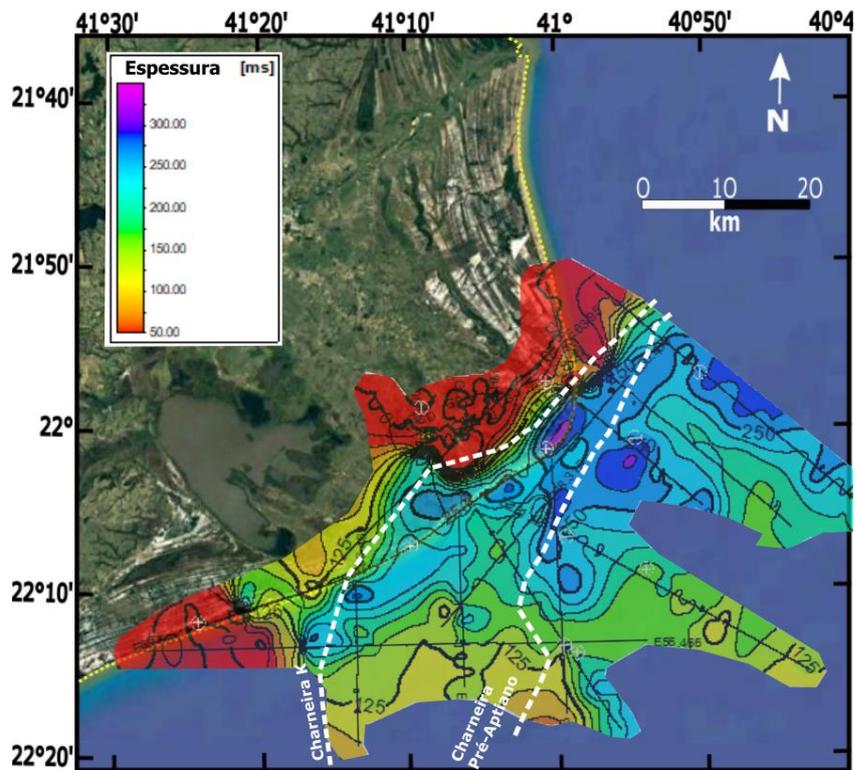


Figura 47 - Mapa de isópacas entre o Hr. II, relativo ao topo do Eoceno, e o Hr. I, relativo ao topo do Cretáceo.

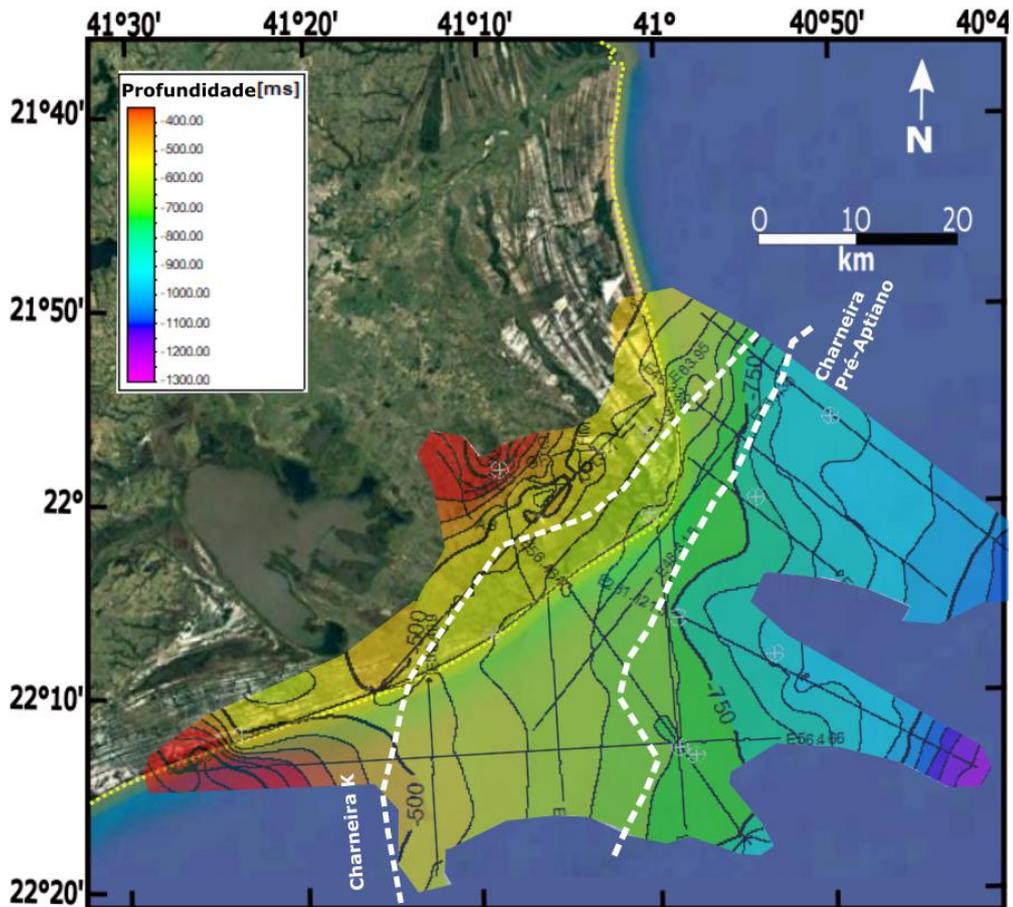


Figura 48 - Mapa de contorno estrutural do Hrз.III relativo ao marco do Oligoceno Superior.

Nota-se ainda um mergulho progressivo da sedimentação paleógena de oeste para leste (Figura 46; Figura 48). O mapa de isópacas entre o Hrз I (Cretáceo) e o HrзII (Eoceno) e do HrзII ao Hrз III (Oligoceno Superior) indica maiores espessura em áreas localizadas, próximas a planos de falha, o que pode indicar espessamento de seção ligado a movimentação tectônica (Figura 47; Figura 49).

O Hrз.IV, relativo ao Mioceno Inferior é uma discordância erosiva interpretada em toda área e sua profundidade varia bem menos se compararmos com os demais horizontes cenozóicos interpretados nesse trabalho (Figura 50). Já o mapa de isópacas da seção entre o Hrз. IV (Mioceno Inferior) e Hrз. III (Oligoceno Superior) mostra que a espessura da seção é variável, o que pode ser justificado pelo espaço de acomodação gerado após a sedimentação do pacote abaixo. Essa seção é a única que avança para a porção oeste da linha E63.95 (Figura 51).

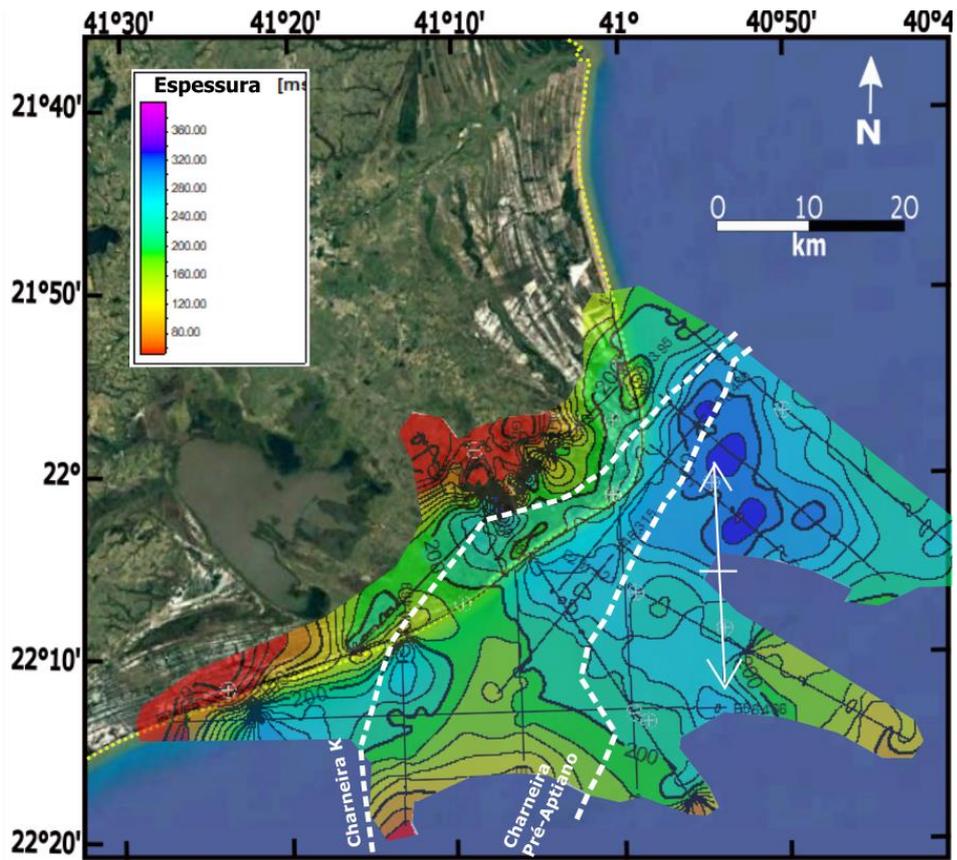


Figura 49 - Mapa de isópacas da seção depositada entre o horizonte relativo ao topo do Oligoceno Tardio (Hrz.III) e o Topo do Eoceno(Hrz.II).

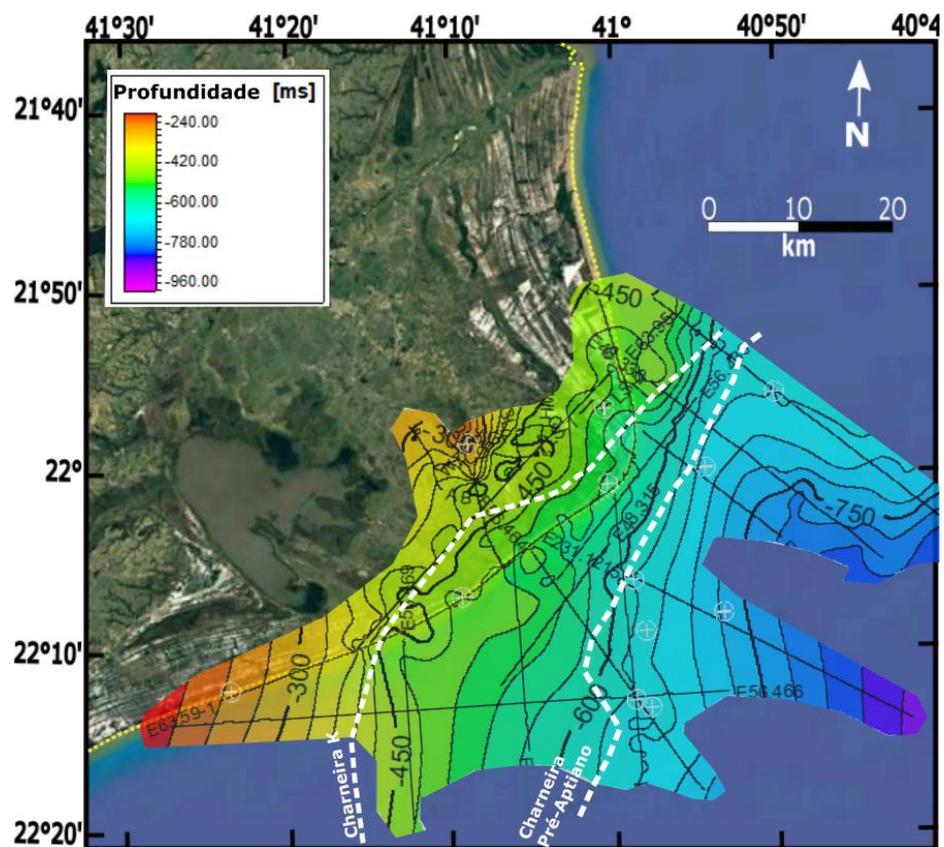


Figura 50 – Mapa de contorno estrutural do Hrz.IV, do Mioceno Inferior.

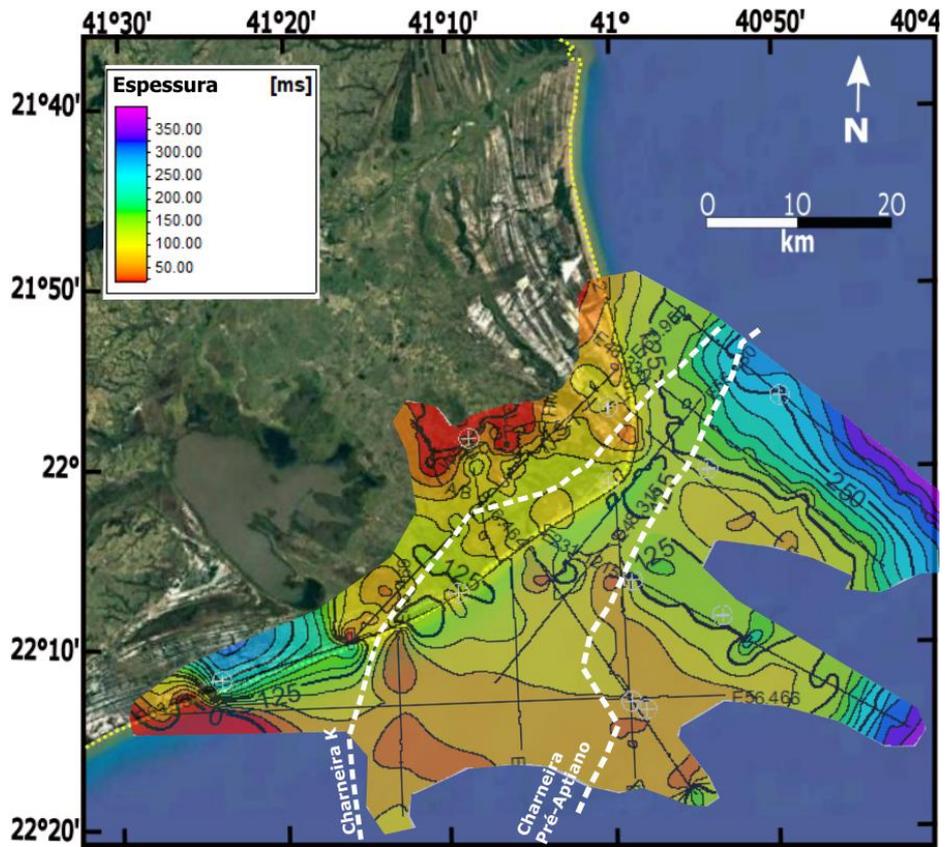


Figura 51 - Mapa de isópacas entre o Hrz. IV do Mioceno Inferior e o Hrz.III do Oligoceno Superior.

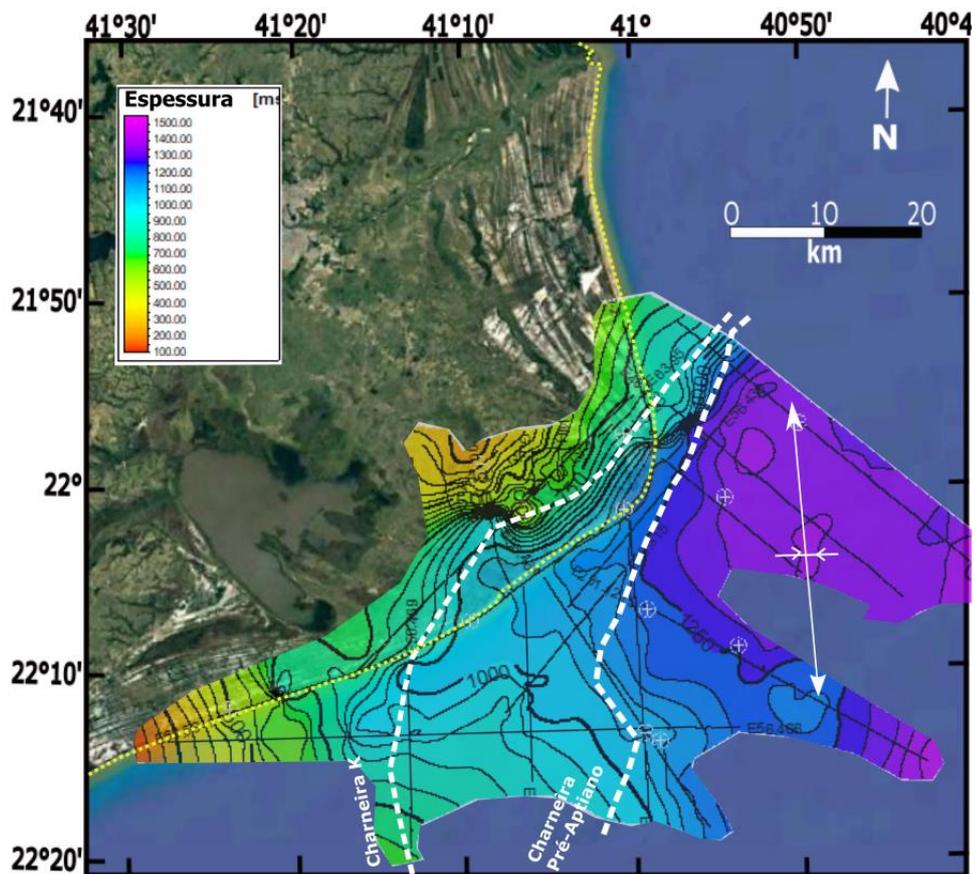


Figura 52 - Mapa de isópacas da seção sedimentar cenozóica.

O depocentro principal da seção do cenozóica como um todo (do Topo do Cretáceo ou Hrz.I ao Oligoceno Tardio ou Hrz III) têm direção principal NW (Figura 52). A área ao redor das linhas E48.330 e 328 parece ter sofrido uma subsidência maior em relação as demais, uma vez que as espessuras dos pacotes cenozóicos são muito maiores, o que indica disponibilidade de espaço de acomodação.

Totalizando a espessura sedimentar da sequência *drifte* entre o topo do sal e o fundo do mar, é observado que o controle das linhas de charneira do Cretáceo e do rifte no depocentro principal, atinge espessuras máximas de mais de 2400 ms, e a orientação preferencial NW-SE se mantém (Figura 53). As maiores espessuras da seção *drifte* se localizam na porção nordeste da área de estudo.

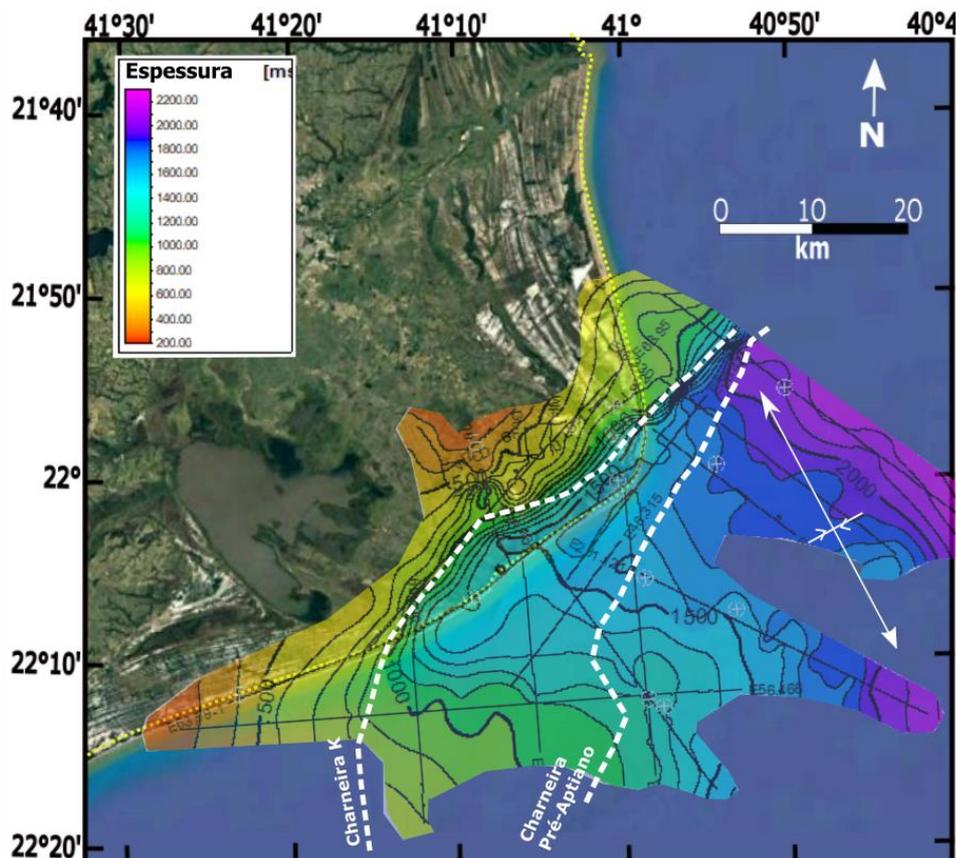


Figura 53 - Mapa de isópacas de toda seção *drifte*.

Finalmente, o mapa de isópacas total (Figura 54) demonstra claramente que o depocentro principal nesta porção rasa da bacia se concentra a leste do limite de sedimentação pré-Aptiana, orientados na direção NE-SW, no Baixo de São João da

Barra, onde as espessuras atingem mais de 3000 ms (~6000 m) de sedimentos. Entre as linhas de charneira do Cretáceo e Pré-Aptiano, as espessuras diminuem consideravelmente a sudoeste, para menos de 800 ms (~1600 m) e a oeste da linha de charneira Cretácea, a sedimentação cenozóica diminui para menos de 400 ms (800 m), como se confirma nos poços 2-JU-01 (128 m) e 2-BG-01 (385 m) (Tabela 2).

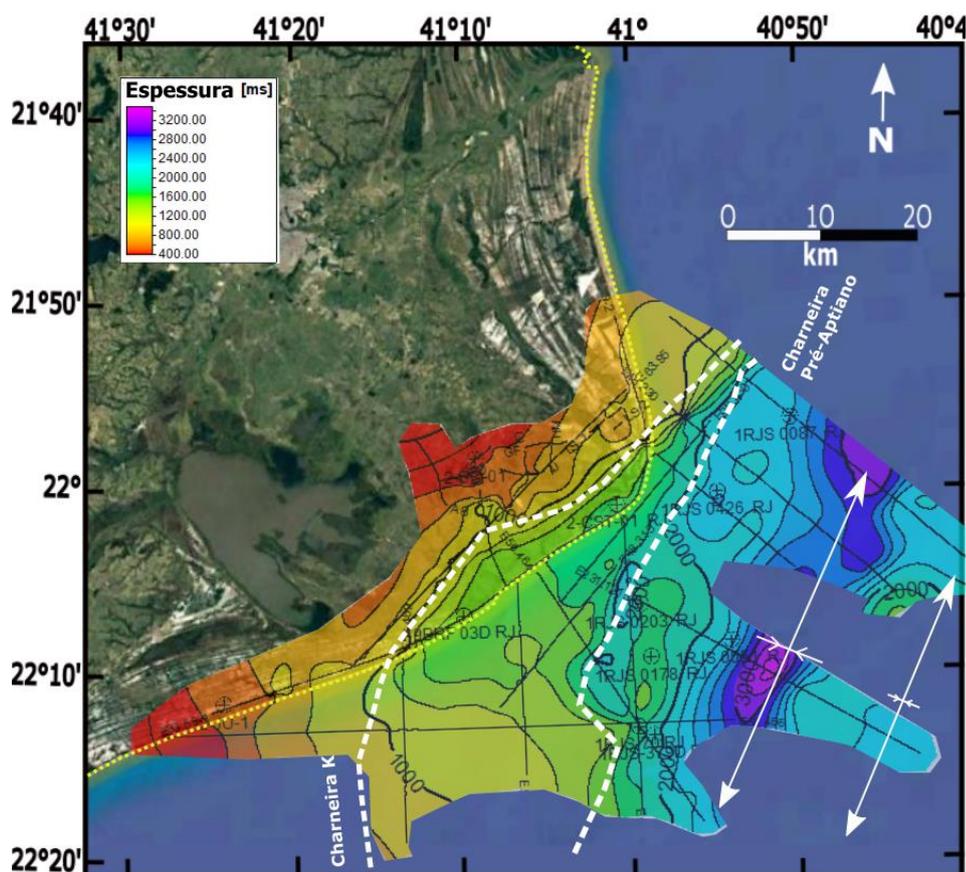


Figura 54 - Mapa de isopácas da seção sedimentar completa.

#### 4.2.6. Preenchimento sedimentar no continente.

Os dados sísmicos na planície costeira adquiridos pela Universidade Federal Fluminense têm maior resolução do que as linhas da Petrobrás, o que nos permite visualizar as unidades sedimentares mais rasas, da Formação Emborê e interpretar feições mais locais, como por exemplo, paleocanais fluviais e seus preenchimentos. No entanto, a penetração é menor (no máximo 2 segundos) e as linhas são mais curtas, o que dificulta a correlação de refletores em escala regional. A figura 55 mostra a localização destas linhas (AB, CD, GF, GL, HM, IJ e WZ) em detalhe, juntamente com as seções da Petrobrás e os poços que serviram de base para a correlação das

unidades observadas no continente com aquelas mapeadas na plataforma continental.



Figura 55 - Localização das linhas sísmicas de menor resolução adquiridas pelo Projeto Delta sobre mapa de satélite retirado do Google Earth.

Em todas as linhas de alta resolução o marco sismoestratigráfico principal é claramente identificado, e representa a continuidade da discordância do topo do rifte, ou pré-neo-Alagoas, no continente. Como destacado, a litologia sob esta superfície diácrona varia lateralmente, podendo ela representar o topo do embasamento, ou dos basaltos da Formação Cabiúnas, ou ainda das unidades sedimentares abaixo dos evaporitos (Figura 33; Figura 34; Figura36; Figura 37; Figura 40).

O marco estratigráfico do Oligoceno Tardio e do Mioceno Inicial foi identificado através da amarração dos poços RJS-70 e RJS-87 nas respectivas linhas sísmicas próximas (Figura 46; Figura 56). Os horizontes foram então correlacionados desde a plataforma continental até o continente (Figura 56).

As seções IJ e HM cruzam a linha E-95 no continente (Anexo 6), permitindo amarrar a posição estratigráfica do Hrz.III relativo ao Oligoceno Terdio e do Mioceno Inicial nas linhas sísmicas de alta resolução, conforme se verifica na seção composta apresentada na figura 57. O poço 2-BG-01 está localizado a 150 m de distância da linha sísmica WZ, permitindo então a correlação dos horizontes sísmicos com os marcos estratigráficos deste poço. Como não existem perfis geofísicos de boa qualidade no poço 2-BG-01, a correlação foi feita de forma estimada, considerando que o topo do embasamento alterado neste poço encontra-se a 385 m de profundidade (Plantz, 2017) e corresponde ao marco sismoestratigráfico principal (Figura 57). A partir dessa amarração a velocidade média calculada é de aproximadamente 2000 m/s, o que nos dá uma boa aproximação para correlacionar o poço e a sísmica nesta porção rasa da bacia.

O horizonte correspondente na sísmica a profundidade do topo da associação de leques aluviais (290 m), reconhecido por Plantz (2017), condiz com o Horizonte IV, reconhecido como do Mioceno Inferior (Figura 56; Figura 57).

O horizonte sísmico correspondente ao topo da associação de fácies de canais fluviais foi utilizado como superfície estratigráfica (em rosa tracejado na figura 57). Desta forma, nas linhas sísmicas de alta resolução são delimitadas as três unidades sedimentares (I, II e III) respectivamente correspondentes às associações de fácies de leques aluviais (I), fluvial (II) e deltaicas (III) descritas por Plantz (2017) e Carelli *et al.* (2019) no poço 2-BG-01 (Figura 16; Figura 57).

Verifica-se também na figura 56 que o embasamento acústico e a discordância pré-neo-Alagoas têm um mergulho regional de SW para NE e estão deslocados principalmente por falhas normais. Os intervalos da figura 56 representado pelas seções sísmicas GF e E63.95 apresentam ainda indicações de deformação transpressiva, expressas por estruturas em flor positiva que soerguem tanto o embasamento e a discordância pós-rifte quanto as unidades sedimentares I, II e III sobrejacentes. Essas estruturas também são observadas nas seções IJ, GF e GL (Figura 57; Figura 58; Figura 63).

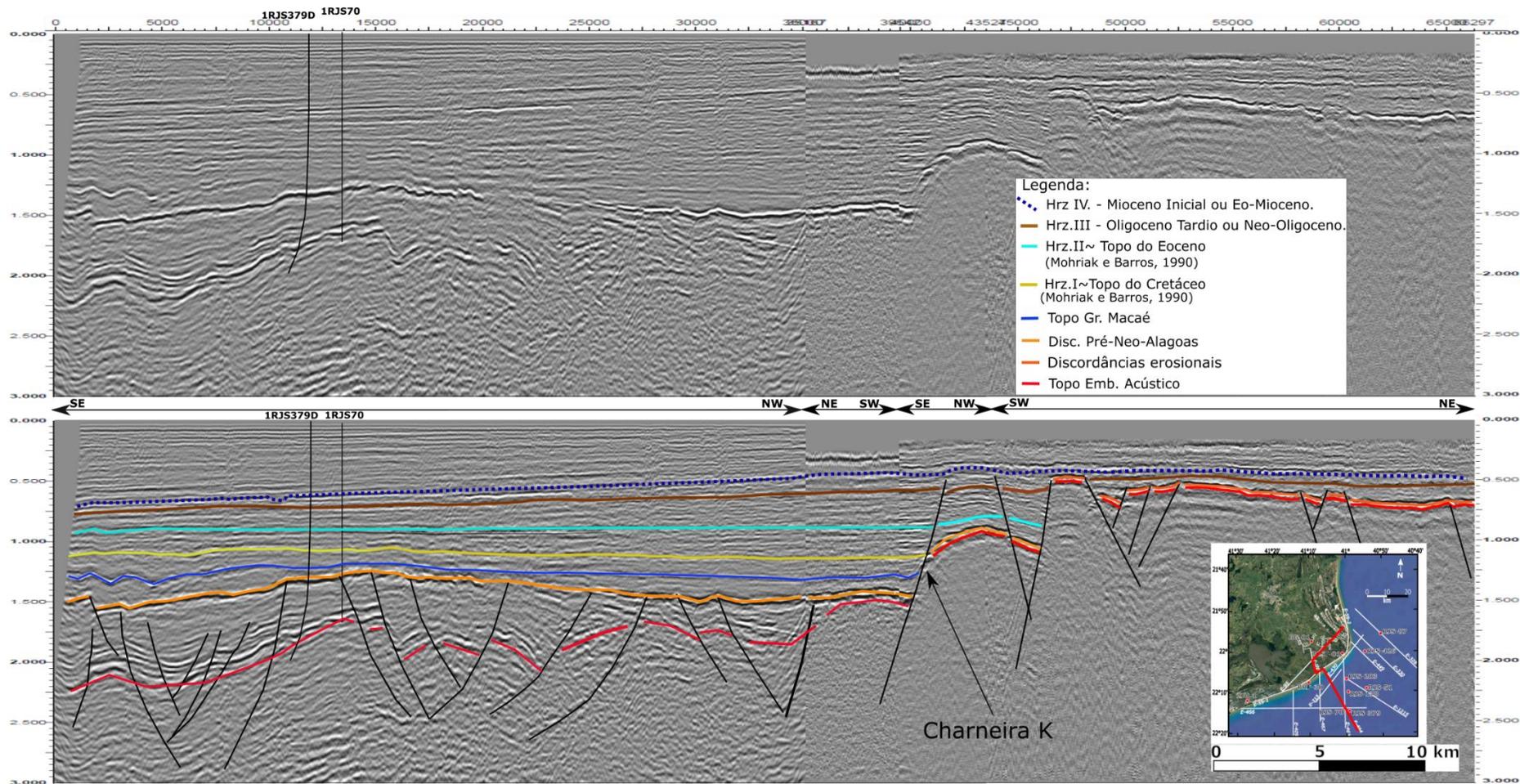


Figura 56 - Seção composta original acima e interpretada abaixo composta pelas linhas E56.464, E63.59-1 e E63.95. As linhas em preto correspondem aos planos de falha e a Charneira K equivale ao plano de falha que delimita o limite da sedimentação cretácea presente na bacia.

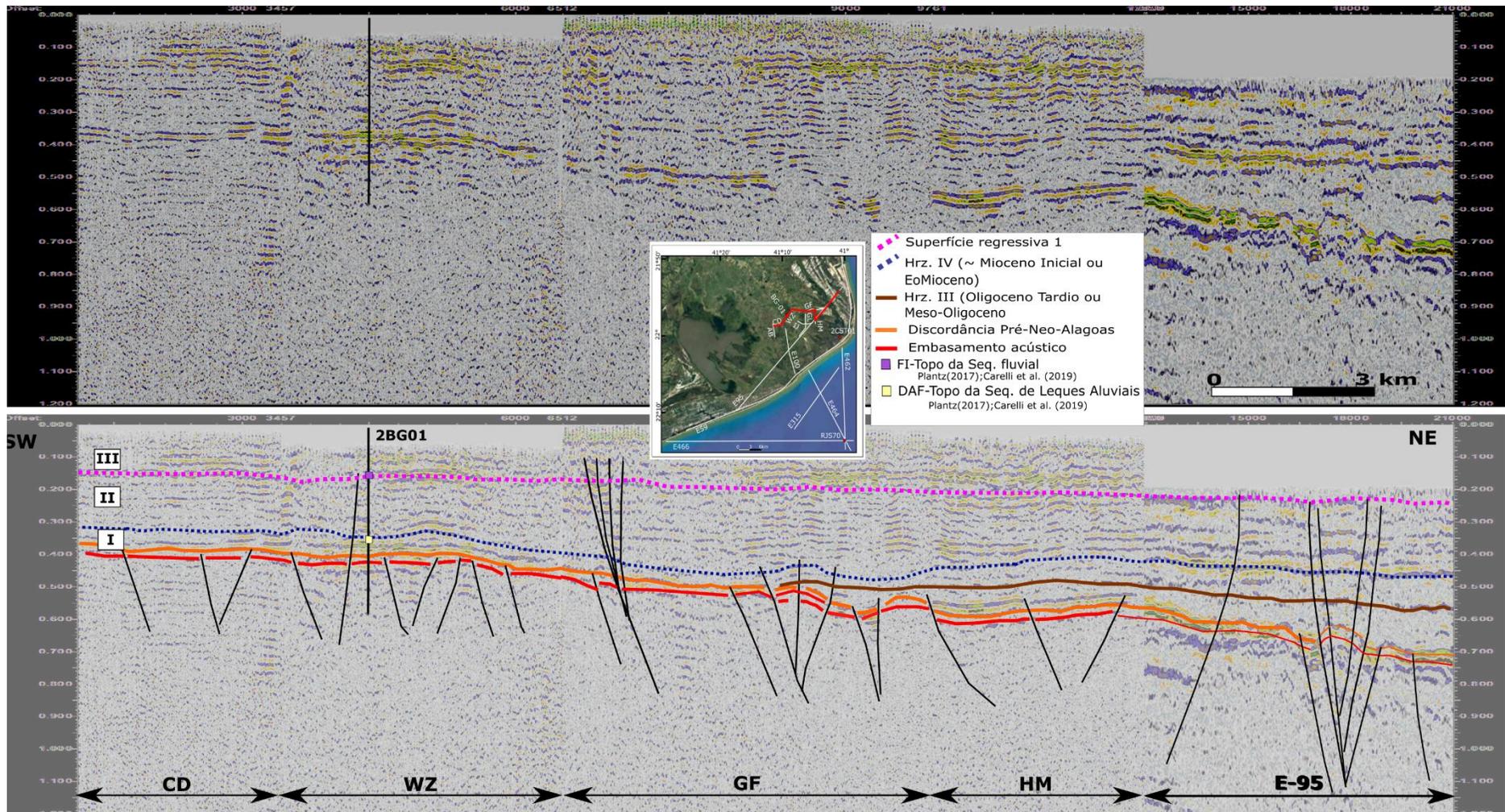


Figura 57 - Seção composta original acima e interpretada abaixo composta pelas linhas CD, WZ, GF, HM e E63.95 com o poço 2-BG-01 projetado. As linhas em preto correspondem aos planos de falha interpretados, se destacam as falhas com estrutura em flor-positiva, nas linhas GF e E63.95. A seção I corresponde a fácies de Leques aluviais, a II corresponde a associação de fácies de canais fluviais e a III a fácies deltáica.

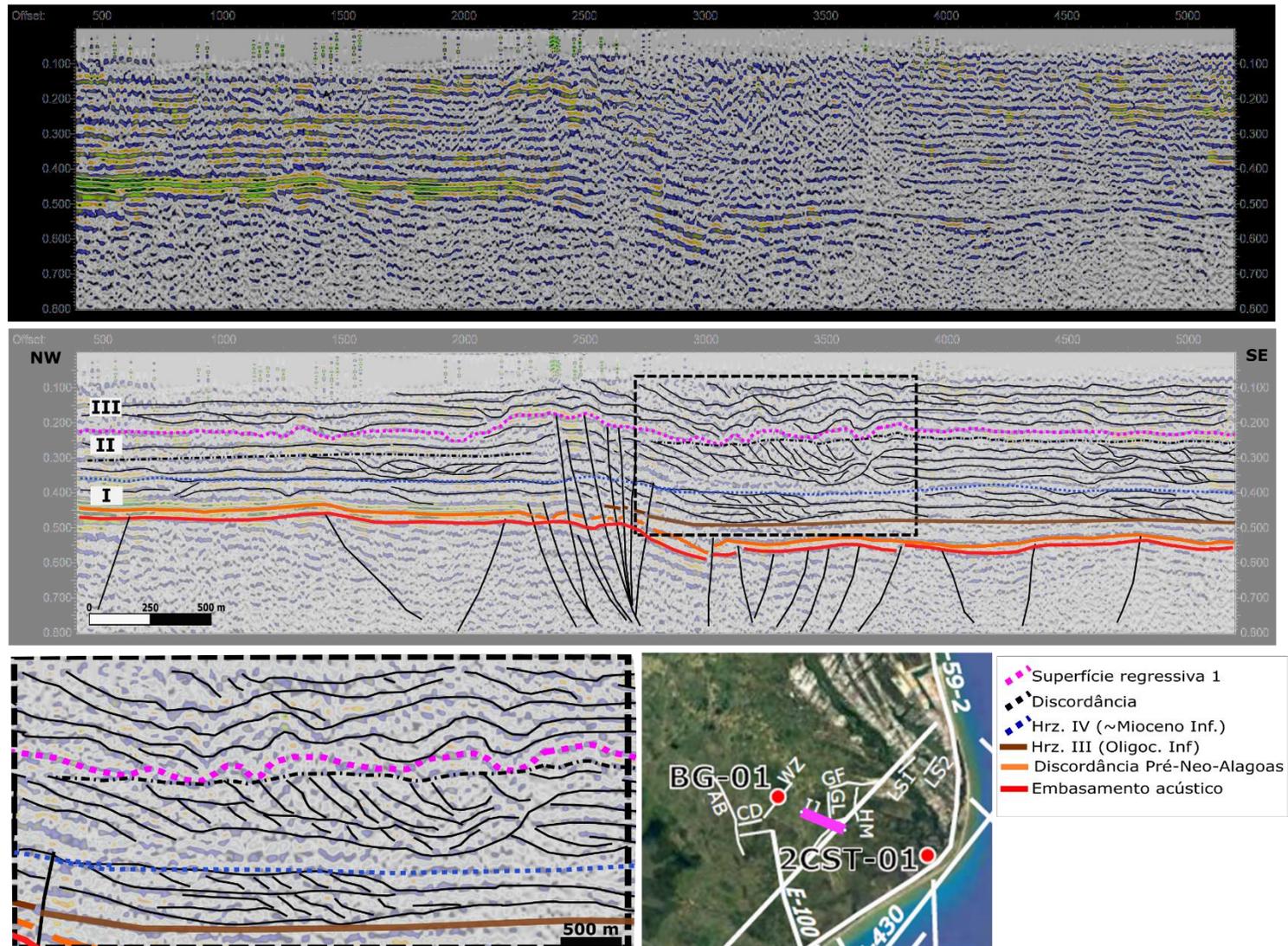


Figura 58 - Linha sísmica IJ original acima e interpretada abaixo, com os canais fluviais destacados pelo zoom e seus respectivos preenchimentos interpretados. As falhas características de uma estrutura em flor positiva delimitam a borda noroeste do canal principal no centro da linha.

Apesar da precária qualidade da imagem sísmica, derivada da baixa relação sinal/ruído, uma análise detalhada das seções sísmicas de alta resolução com base na distribuição das fácies e na continuidade dos refletores, permitiu a identificação de amplas canalizações em todas as linhas sísmicas de alta resolução. Tais feições foram realçadas principalmente através da utilização do atributo sísmico *Remove Bias* do software Petrel (Anexo 8; Anexo 9).

As sismofácies característica de a canais fluviais interrompem refletores paralelos e contínuos (Figura 58; Figura 59) e variam de acordo com o tipo de preenchimento. Os canais fluviais estão presentes em diferentes posições estratigráficas e apresentam variados padrões de preenchimento conforme ilustrado na figura 60. São também identificados níveis de discordâncias erosivas internas a essa seção fluvial (Figura 58; Figura 59; Figura 61).

O controle de estruturas sobre a localização dos canais fluviais é claro na seção IJ, onde em toda a seção sedimentar acima da discordância pré-evaporítica, amplas canalizações situam-se imediatamente a sudeste da zona de deformação (Figura 58). O mesmo se observa na seção GF, porém com a canalização restrita à unidade sedimentar II (Figura 61).

Extensos canais foram interpretados nas seções WZ, GF e HM, predominantemente na unidade sedimentar II, com preenchimento típico de progradação lateral e/ou sedimentação com terminações em onlap (Figura 59; Figura 61; Figura 62). Os paleocanais desta unidade encontram-se truncados pela superfície de discordância que delimita o topo da unidade II, confirmando a interpretação de Plantz (2017) que a denominou de superfície erosiva I, marcando o topo do Grupo Emborê e sua passagem para os depósitos do complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul sobrejacentes. Na linha GF também também foi interpretada outra discordância além da citada acima.

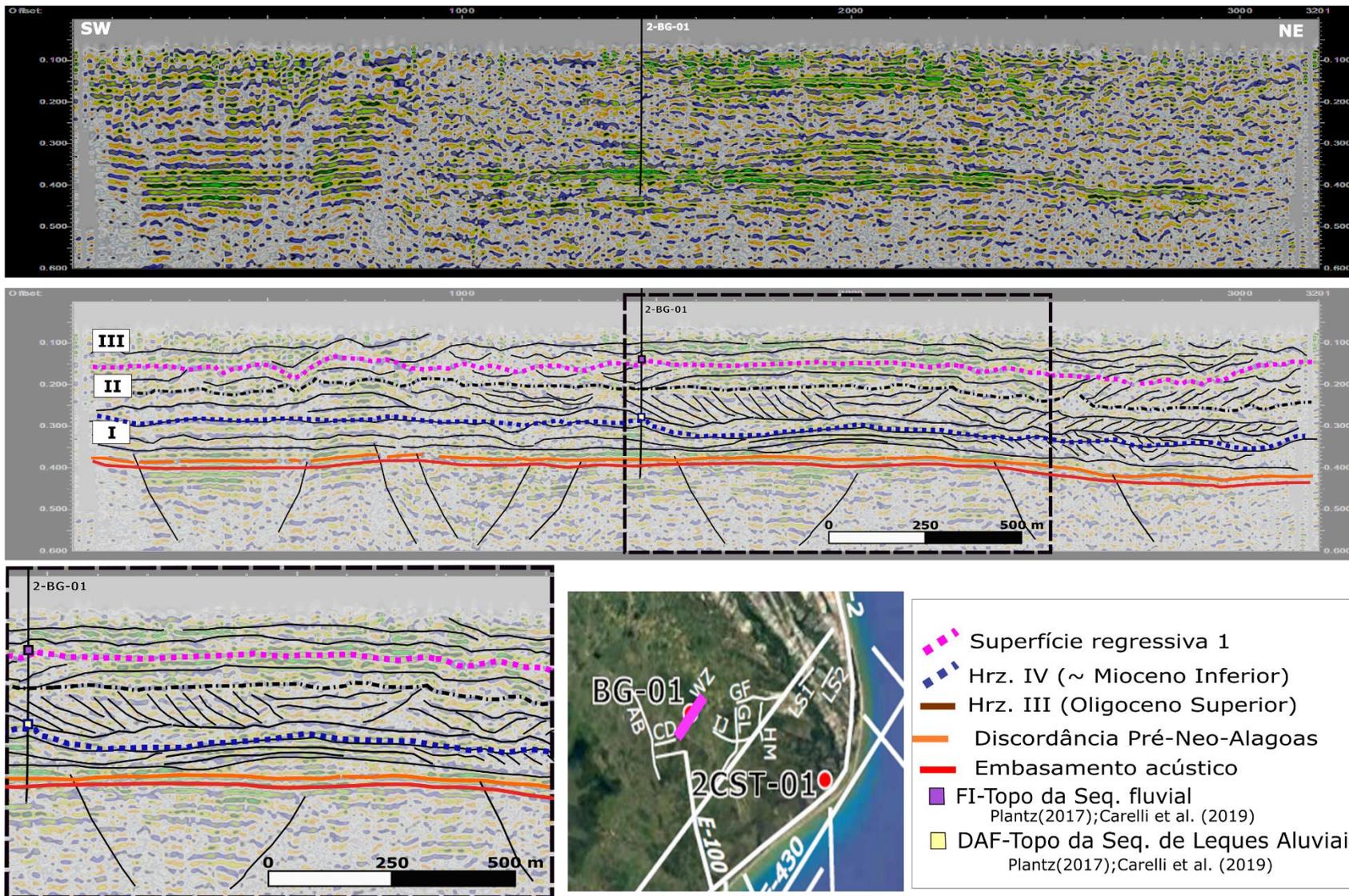


Figura 59 - Linha sísmica WZ original acima e interpretada abaixo, com o poço 2-BG-01 projetado com seus respectivos marcadores. No zoom se destacam os maiores canais fluviais, limitados pelos horizontes relativo a superfície regressiva I e ao Mioceno Inferior e com seus respectivos preenchimentos interpretados.

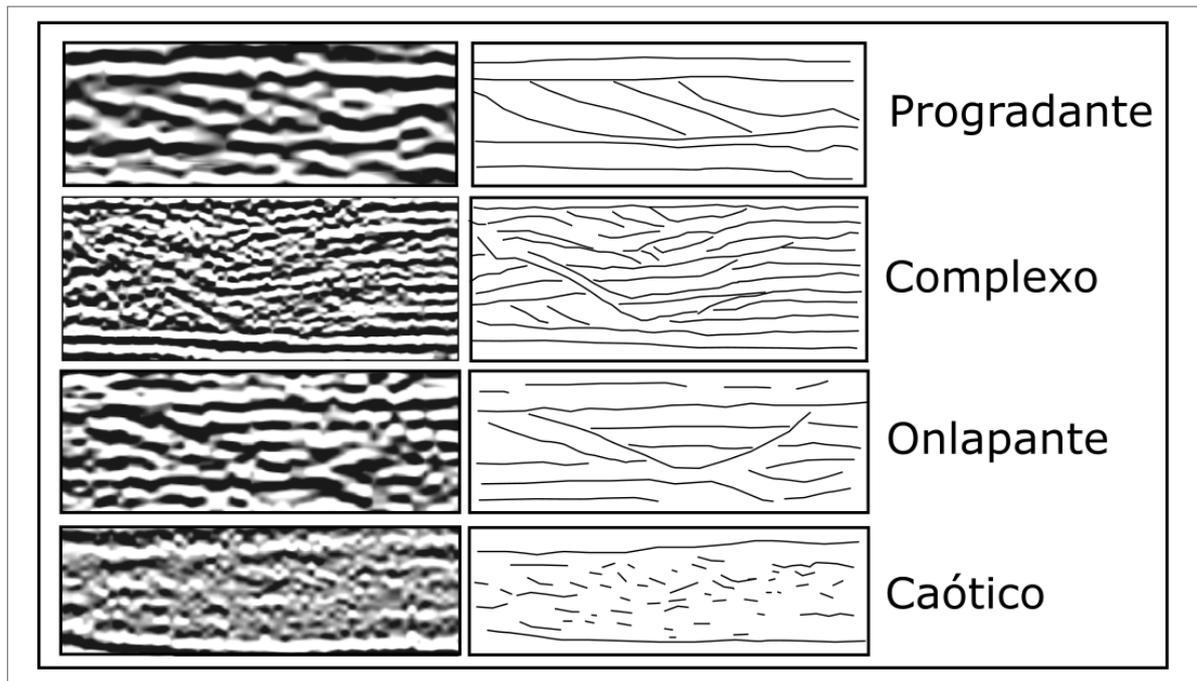


Figura 60 - Tipos de preenchimento fluvial identificados nas linhas sísmica de alta resolução.

Canalizações menos expressivas também ocorrem na unidade I e III. A interpretação do arranjo interno da unidade mais superficial (III) é dificultada pela qualidade da imagem sísmica nesta porção mais rasa. Nas linhas sísmicas convencionais em terra, esta porção mais superficial é normalmente cortada durante o processamento (*mute*).

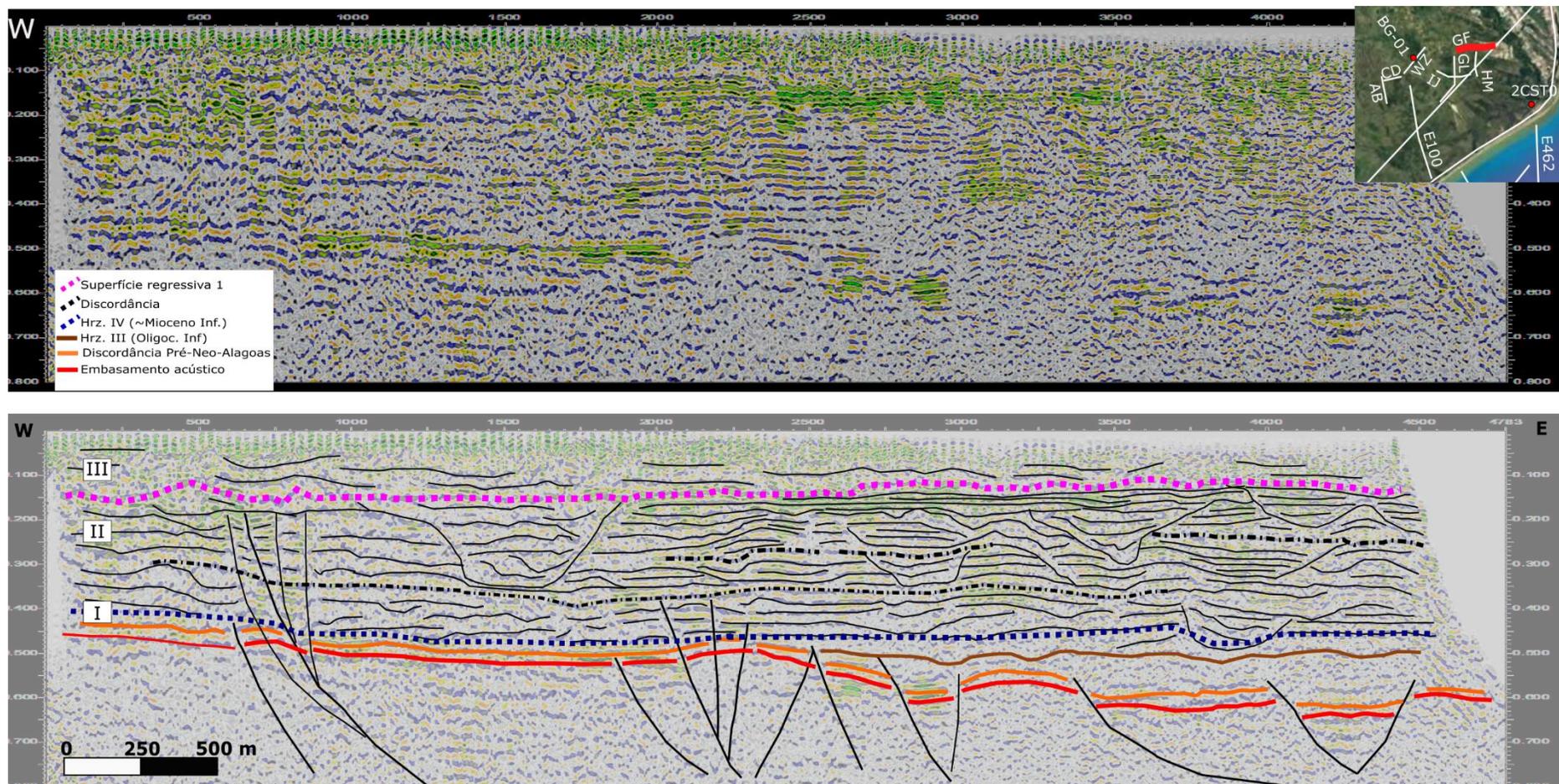


Figura 61 - Linha sísmica GF original acima e interpretada abaixo, com os canais fluviais e seus respectivos preenchimentos interpretados. Na extremidade oeste e no meio da linha foram interpretadas estruturas que se assemelham a uma estrutura em flor positiva. Dois níveis de discordâncias cortam o seção de fácies fluvial II.

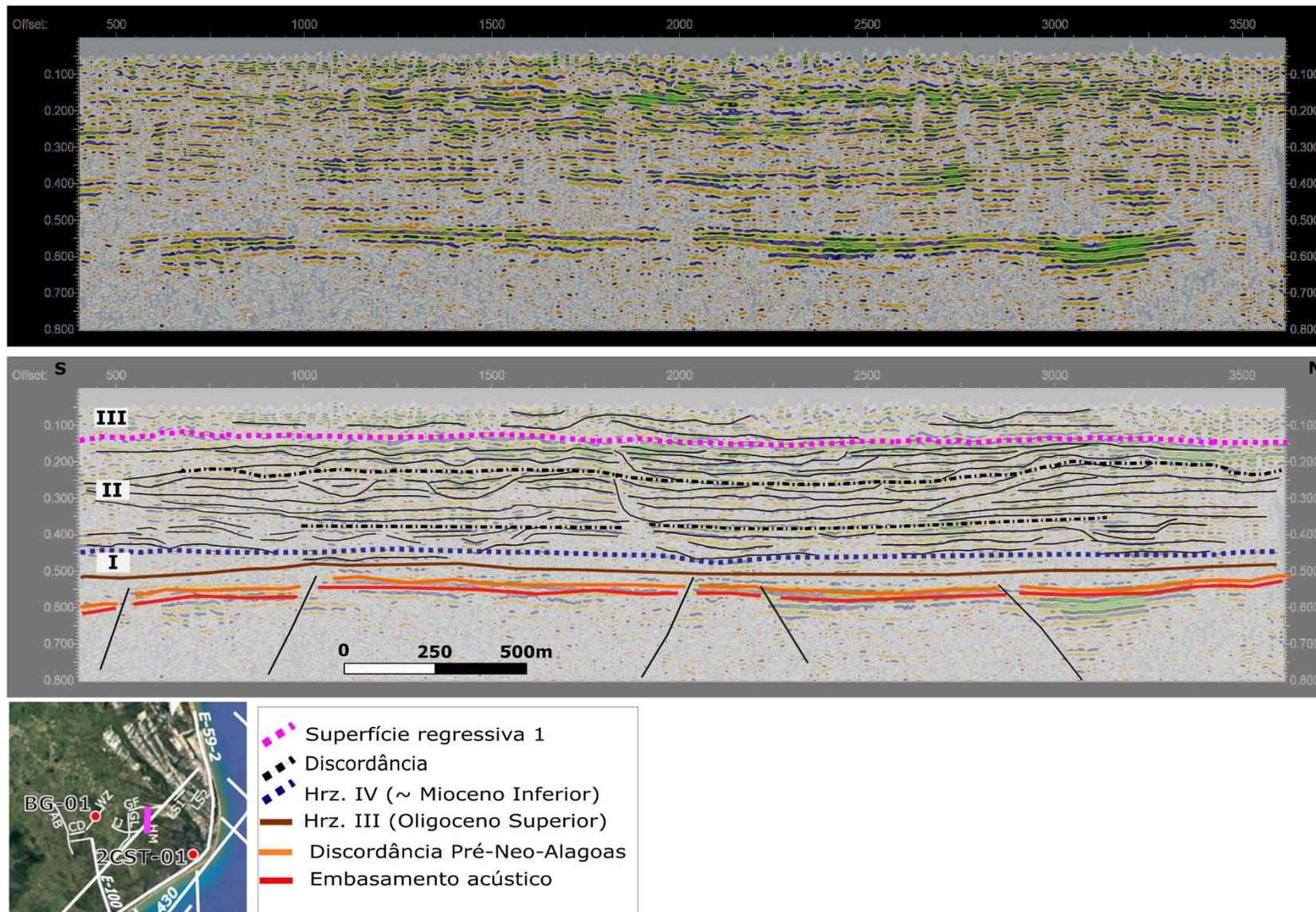


Figura 62 - Linha sísmica HM original acima e interpretada abaixo, com os canais fluviais e seus respectivos preenchimentos interpretados.

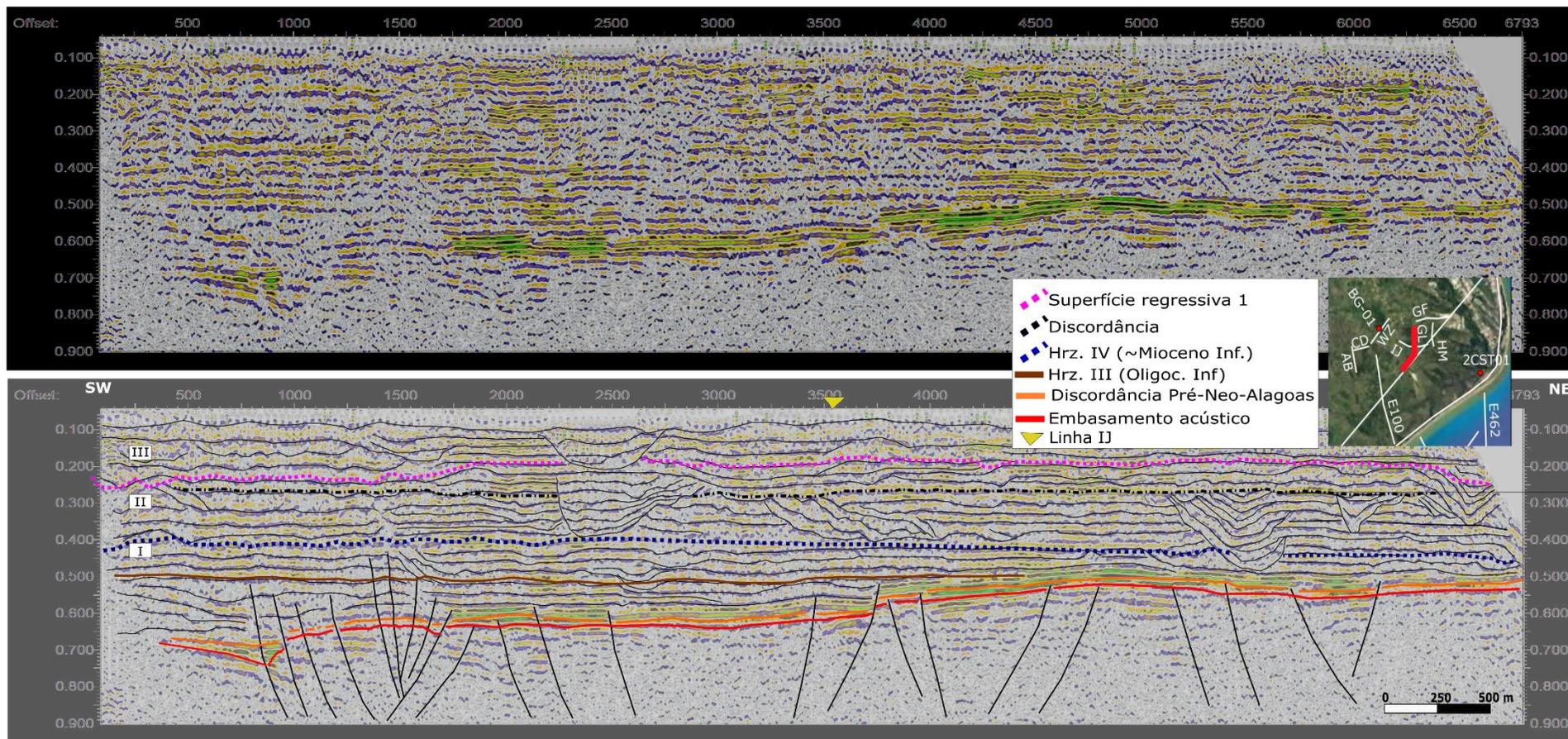


Figura 63 -Linha sísmica GL original acima e interpretada abaixo, com os canais fluviais e seus respectivos preenchimentos interpretados.

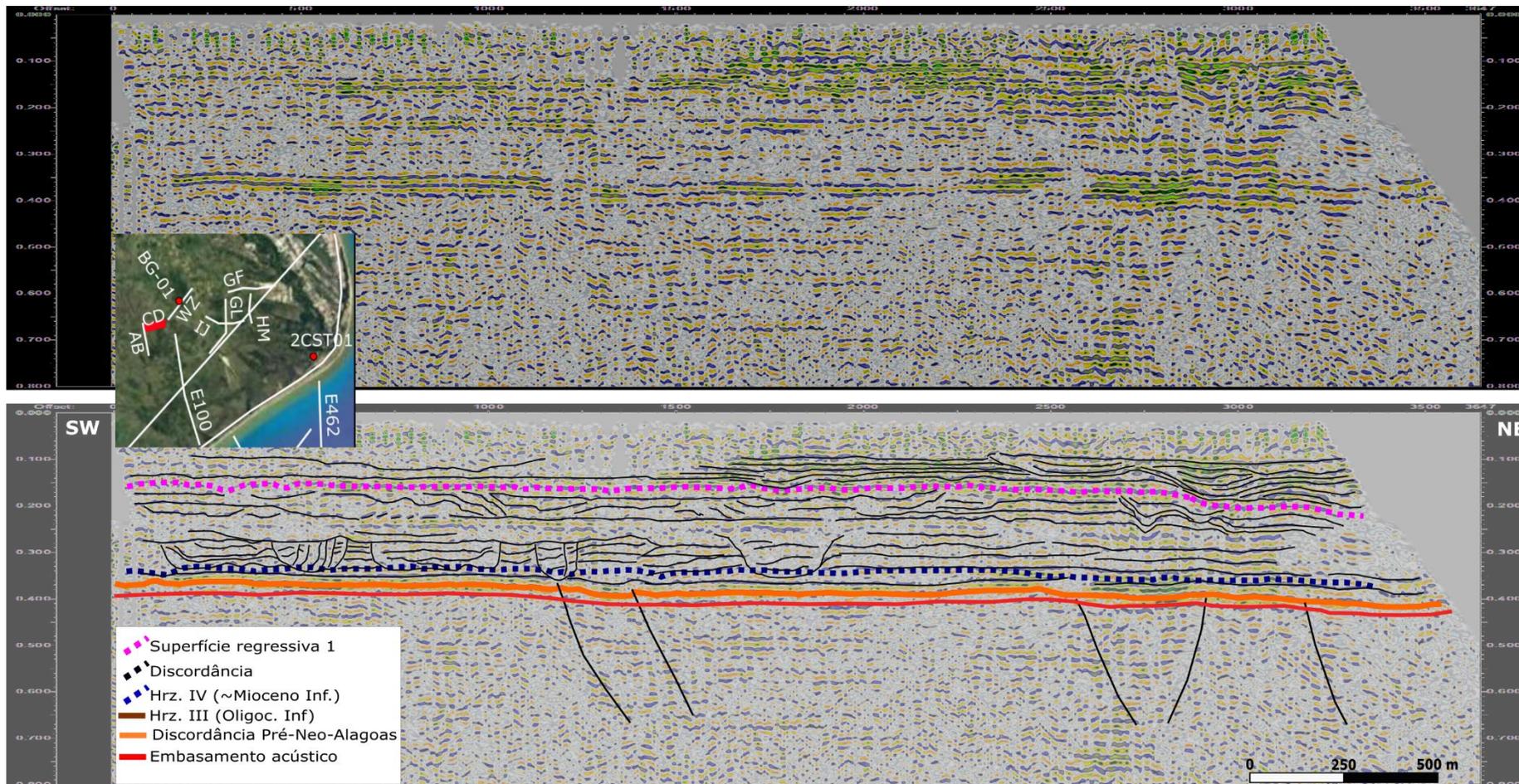


Figura 64 - Linha sísmica CD original acima e interpretada abaixo, com os canais fluviais e seus respectivos preenchimentos interpretados.

## 5. Discussão

A história geológica da porção emersa da Bacia de Campos, nas proximidades do Cabo de São Tomé reflete o processo de evolução da bacia como um todo. O fato de não terem sido identificados reservatórios de hidrocarbonetos na área proximal da bacia fez com que o desenvolvimento de conhecimento científico fosse focado na porção distal da bacia e gerou uma defasagem de dados e pesquisas na porção emersa.

A primeira questão a ser discutida ao final desse trabalho é o significado geológico de um conjunto de refletores de alta amplitude denominado no presente trabalho de “marco sismoestratigráfico principal”, que é presente em todas as linhas sísmicas da área de estudo, a que foram atribuídos diferentes significados por diferentes autores. A maioria dos autores consultados (Dias *et al.*, 1990; Mohriak e Barros, 1990; Zalán e Oliveira, 2005) interpretara esse conjunto de refletores fortes do marco sismoestratigráfico como sendo o topo do embasamento acústico, e que na porção emersa da bacia o embasamento raso teria sido coberto por sedimentos cenozóicos, já outra interpretação seria que a expressão dessa feição seria o resultado de diversas sobreposições de discordâncias de idade neocretácea (Miranda Oliveira, 2017).

Através da amarração dos poços, que embasou a interpretação das linhas sísmicas do presente trabalho, o chamado marco sismoestratigráfico principal foi interpretado aqui como a expressão de discordâncias não só do Neocretáceo mas desde a fase rifte. Nas áreas de embasamento elevado o marco sismoestratigráfico principal representa as discordâncias que erodem e expõe o embasamento desde a abertura do rifte. Já nas linhas sísmicas *offshore* com direção NW é possível perceber que a expressão do marco sismoestratigráfico principal se torna mais forte nas proximidades da costa, após o baixo estrutural interno ao Gráben de São João da Barra. Nas figuras 32, 33 e 40, por exemplo, as discordâncias do topo do rifte e da base do sal convergem para os fortes refletores do marco sismoestratigráfico principal. Pelo fato de a discordância pós-rifte (pré-neo-Alagoas) ser a discordância de maior expressão em toda bacia (Winter *et al.*, 2007), fora considerado que, mesmo sendo

seguida por todas as discordâncias do Neocretáceo, ela prevalece no topo do embasamento na área rebaixada do continente e na plataforma.

A presença dos basaltos da Fm. Cabiúnas no poço 2-CST-01 e não no poço 2-JU-1 pode estar relacionado a um deslocamento lateral associado ao falhamento limite, de direção NW, que deslocam o embasamento, colocando os dois poços em blocos distintos. Na sessão da figura 32 e nos mapa das figuras 35 e 38 é possível observar que a denominada Linha de Charneira Cretácea tem sua direção flexionada de NW (a sudoeste da área de estudo) para NE (predominante). Esse lineamento NW intercepta a estrutura principal NE e possivelmente deslocou lateralmente a área durante o período de rifteamento e extravasamento da Formação Cabiúnas, colocando em contato os basaltos e o embasamento gnáissico pré-cambriano. Alguns autores como Lourenço *et al.* (2014) e Cobbold *et al.* (2001) já haviam sugerido que as grandes estruturas NW apresentam componente de movimentação lateral.

Outro cenário para justificar a presença do basalto da Formação Cabiúnas no poço 2-CST-01 é que a área ao seu redor tenha sido rebaixada por falhamentos normais de direção NE logo antes e/ou durante o extravasamento. Assim, a ausência dos basaltos da Fm. Cabiúnas nos poços 2-JU-1 e 2-BG-01 pode ser justificada pelo fato de ambos se encontrarem em área já soerguidas no Neocomiano, e então mais elevadas em relação ao foco do derrame. Desse modo o avanço dos basaltos teria sido bloqueado por alguma estrutura pré-cambriana, que limitou a área de extravasamento e colocou-os em contato com o embasamento gnáissico pré-cambriano. E mais recentemente, ao que indica no Paleógeno, as falhas NW rebaixaram a porção a sudeste da área de estudo, nas proximidades da linha E56.466 (Figura 32; Figura 35; Figura36).

As falhas NNW de baixo ângulo de caimento (mergulho), interpretadas nas linhas E56.466, E63.95 e E56.430 (Figura 32; Anexo 5; Anexo 6; Figura 37) e na linha E56.462 (Figura), são fortes candidatas para estruturas já existente durante o Pré-Cambriano, por exemplo, pois possuem mergulhos bem diferentes do padrão observado na área.

A figura 65 mostra os três níveis principais de profundidade do topo do embasamento acústico da porção rasa da Bacia de Campos. A área reconhecida

como o Baixo de São João da Barra também apresenta altos estruturais internos. As falhas NE-SW possuem os maiores rejeitos e controlam o escalonamento do embasamento, entretanto falhas de direção NW também são presentes, tendo suas maiores expressões na elevação atrás do poço 2-CST-01 e limitando a sul o baixo deposicional (nas proximidades do poço 9-BRF-03 (Figura 65).

Dias *et al.*(1990) denominam a área rebaixada da plataforma rasa, onde se encontra o Baixo de São João da Barra, de Baixo de São Tomé, e segundo os autores essa área se tornou o baixo topográfico atual após eventos distensionais e uma expressiva subsidência no Neocretáceo – Eoceno. Já pelo presente trabalho é plausível interpretar que o baixo estrutural em questão já havia sido gerado durante os esforços de abertura do rifte, o que permitiu que a discordância do topo do rifte (denominada também aqui de “marco sismoestratigráfico principal”), erodisse tanto a área atualmente submersa da bacia (*offshore*) quanto a porção rebaixada e atualmente emersa, nas proximidades do Cabo de São Tomé (linhas E68.59-1 e E68.59-2; Figura 33; Figura 36; Figura 40). Outra evidência de que essa depressão foi gerada no Eocretáceo é a presença de sedimentos da seção rifte de acordo com as interpretações sísmicas realizadas e a deposição do Grupo Macaé (pós-rifte) após o falhamento dessa discordância, como observado nas linhas E48.330 e E48.328 (Figura 37; Figura 45).

A identificação de sedimentos de idade Cenomaniano-Albiano, relacionados ao Grupo Macaé (Lana, 2011) abriu espaço para uma discussão sobre novas configurações para a região costeira e a plataforma rasa adjacente da bacia de Campos. Uma vez que os dados de datação na área são escassos, foi fundamental compreender as fases de movimentação tectônica e as características da sedimentação para propor um modelo no qual uma sequência do Albiano-Cenomaniano seria preservada nas proximidades do Cabo de São Tomé.

A partir das interpretações sísmicas realizadas nessa dissertação é suposto que a elevação do nível do mar no EoAlbiano – Neocenomaniano (Haq *et al.*, 1987) tenha depositado sedimentos marinhos nas proximidades do poço 2-CST-01, parte baixa do que é atualmente a bacia emersa (Figura 34; Figura 35; Figura 40; Figura 65), e foi ali preservada. Raja Gabaglia e Milani (1991) postulam que durante o Macaé inferior foi ativo um sistema de leques deltaicos, e que o Macaé Superior (NeoAlbiano)

é constituído por calcilutitos bastante cimentados, com elementos pelágicos, sobrepostos por margas que lateralmente (tanto para Oeste quanto para Noroeste) interdigitam-se com fácies siliciclásticas grossas de plataforma rasa (leques deltaicos).

Assim sendo, levanta-se a hipótese do pacote de idade neoalbiana a cenomaniana descrito por Lana (2011) fazer parte dessa sequência de leques deltaicos, que durante o seu processo de desenvolvimento teria retrabalhado sedimentos e misturado diferentes assembleias fósseis, contidas nos sedimentos de deposição mais antiga. Esse retrabalhamento dos fósseis para outras posições da bacia justificaria a espessura do Cretáceo nas proximidades do Cabo de São Tomé e a presença de arenitos, folhelhos arenosos e conglomerados intercalados. Assim, a grande diferença de espessura do pacote relativo ao Grupo Macaé descrito por Lana (2011) no 2-CST-01 em comparação com os dos demais poços (o poço com maior expressão do Grupo Macaé é o RJS-87, com 450m de espessura, enquanto no 2-CST-01 foram descritos 950m) pode ser na verdade consequência de um retrabalhamento dos sedimentos, o que poderia ter movimentado assembleias de fósseis.

Ao se assumir, portanto, que sedimentos de idade eocretácea foram depositados e de alguma maneira preservados na porção emersa da bacia, o conceito da linha de charneira cretácea como uma feição que limita a deposição de sedimentos cretáceos a leste e sedimentos terciários sobre embasamento raso a oeste não se sustenta. O fato de diferentes autores (Mohriak e Barros, 1990; Zalan e Oliveira, 2005; Dias *et al.*, 1990; Cobbold, 2001; Lentini, 2010; Guardado *et al.*, 1989) definirem essa estrutura de maneiras distintas dificulta o entendimento do que seria realmente a característica principal para definição da linha de charneira gerada durante a abertura do rifte.

Os resultados obtidos nessa dissertação apontam que as feições que demarcam os limites entre a área de embasamento raso (somente com sedimentos cenozóicos sobrepostos), a presença de sedimentação cretácea, e o limite da crosta continental estirada (com presença de sedimentação sin-rifte) estão localizadas em posições diferentes na bacia, e, portanto, não são características de um único lineamento, como fora proposto para a Linha de charneira.

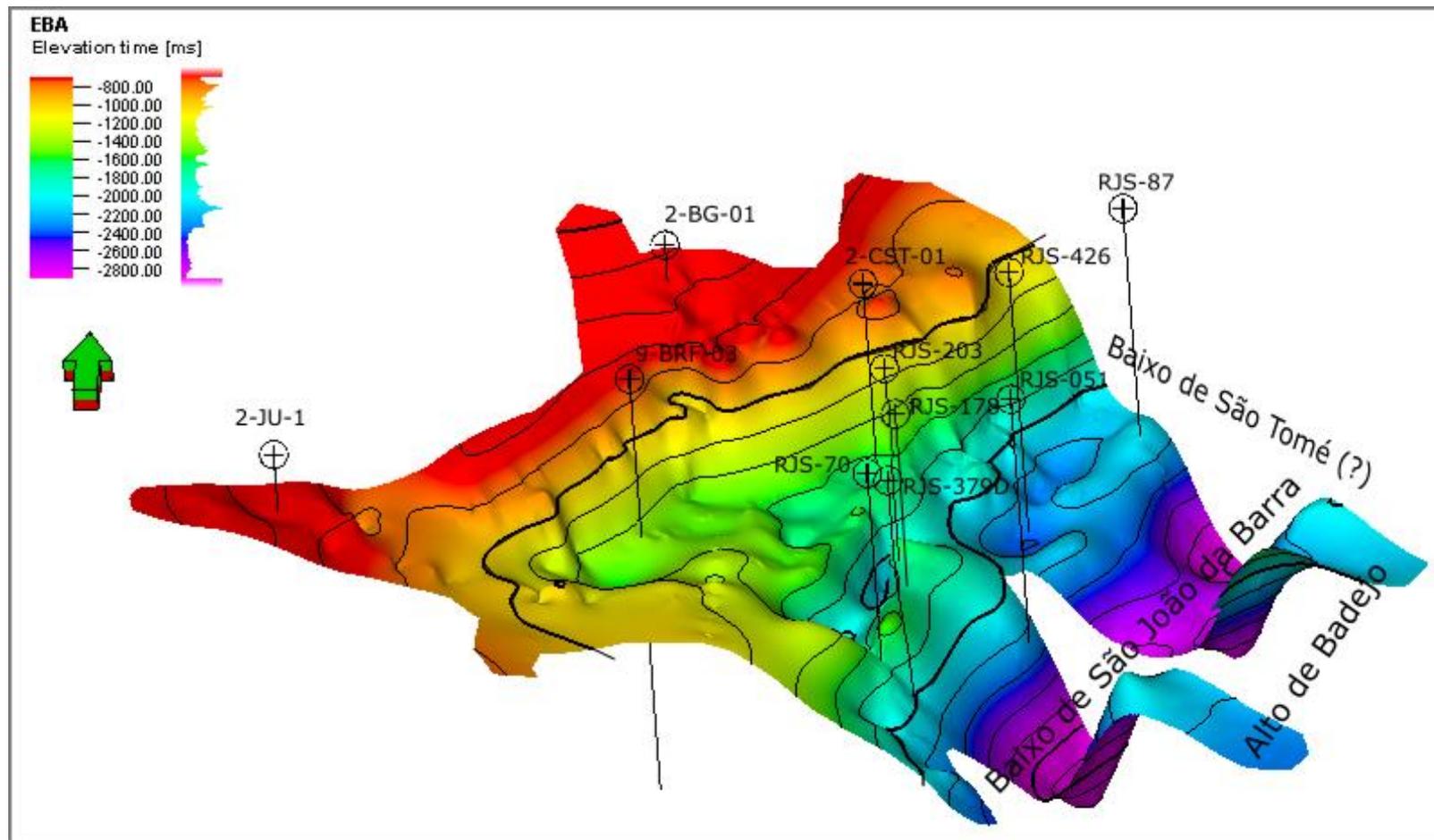


Figura 65 – Mapa estrutural do topo do embasamento acústico em 3D, com exagero vertical de 7,5. Em destaque os nomes dos compartimentos estruturais identificados. O chamado “Baixo de São Tomé” é encontrado em algumas bibliografias (Dias *et al.*, 1990; Raja Gabaglia e Milani, 1990), porém não tem sido utilizado atualmente. Esse mapa apresenta escala de cor mais dispersa do que o mapa em 2D (Figura 35 – idêntico) para melhor diferenciação das profundidades e da topografia do fundo. A área em tons de verde é caracterizada por alguns altos topográficos localizados, e a área em amarelo, em vermelho no mapa 2D, destaca áreas de embasamento elevado porém mais raso que as áreas do interior leste da bacia. Lineamentos de direção NW se apresentam como pequenas linhas com direção contrárias ao trend principal da área, observados em todo o mapa. Tais lineamentos NW se destacam, por exemplo, como linhas sombreadas que cortam a escarpa de falha de maior rejeito (com direção NE).



Posto isto, propõe-se que a estrutura da zona de charneira, desenvolvida no Eo-Cretáceo (Barremiano), durante o início do rifteamento, seja definida como “o limite da presença de sedimentação da fase rifte na Bacia de Campos”. Com esse conceito estabelecido, outras definições para essa estrutura como, por exemplo, “limite da crosta continental não estendida” (Lentini *et al.*, 2010), “linha de charneira cretácea inferior” (Dias *et al.* 1990) ou até mesmo “limite Pré-Aptiano” (Mohriak e Barros, 1990), têm o mesmo significado geológico quando se leva em consideração a carta estratigráfica de Winter *et al.* (2007). Todavia, é importante que a definição seja homogeneizada para que se evite ambiguidade de significado, o que gerou e pode gerar confusões entre as duas estruturas identificadas na porção emersa (Falha de Campos) e na plataforma rasa da Bacia de Campos (Charneira pré-Aptiana).

Diversos autores apontam que estruturas NNW-SSE do embasamento sofreram reativações episódicas através de uma componente lateral (transcorrente) durante diferentes fases do desenvolvimento da bacia (Lourenço, 2014; Fetter, 2009; Cobbold *et al.*, 2001). As principais estruturas reativadas durante o Neocretáceo (ou Cretáceo Tardio), Eoceno e Neógeno seriam zonas de transferência do Neocomiano, que segmentam a margem sudeste do Brasil, como resultado de estresses de placa e atividades de *hot-spots*. (Cobbold *et al.*, 2001). Fetter (2009) sugere que as estruturas que afetam o embasamento teriam sido reativadas no Cretáceo Inicial e Tardio por componentes transcorrentes dextral e sinistral, respectivamente.

Através das interpretações sísmicas e dos mapas gerados reafirma-se que os falhamentos que condicionaram a abertura do rifte foram reativados durante o Cenozóico. As falhas com direção NE-SW se movimentaram em diversos episódios sobre o mesmo plano (desde a abertura do rifte) com movimentação normal (Figura 56; Figura 40), e no Neógeno, após o horizonte do Mioceno inferior, foram interpretados indícios de movimentação lateral (Figura 36; Figura 67; Figura 68).

Enquanto isso os falhamentos de direção NW/NNW (Figura 60; Figura 61) foram ativos na abertura do rifte como falhamentos normais por vezes com componente lateral (transcorrentes), em seguida passaram por um período de quiescência tectônica, após a abertura do rifte, e foram reativados no Paleógeno (Figura 32; Anexo 4).

De acordo com as interpretações das linhas sísmicas e dos mapas gerados, o rejeito das movimentações tectônicas sin-deposicionais sofridas pelas sequências interpretadas como sendo relativas ao Eoceno (Hrz.I ao Hrz.II) e ao Oligoceno Tardio (Hrz II ao Hrz. III) foram maiores do que as demais sequências cenozóicas, o que é pontuado também pelas variações de espessuras das seções (Figura 37; Figura 45; Figura 46; Figura 47; Figura 48; Figura 49) e que vai de acordo com o que foi descrito nos trabalhos de Fetter (2009), Castro e Picolini (2004) e (Cobbold *et al.*, 2001).

As falhas que foram reativadas a partir de refletores mais recentes que o Mioceno Inicial (Figura 67; Figura 68) tem direção principal NE-SW a NNW-SE. As linhas sísmicas de maior resolução, adquiridas nos projetos da UFF (Figura 58; Figura 61; Figura 63) apresentam falhamentos de idade pós-Mioceno Inferior de grande expressão e com componente lateral que atingem até camadas do topo do Quaternário.

A linha IJ, por exemplo, apresenta um grande baixo estrutural marcado por falhamentos similares ao de uma estrutura em flor negativa, que atingem desde o embasamento até as camadas quaternárias (Figura 58). Essa estrutura estaria relacionada a um efeito de transtração, distensional, e desloca todos os refletores do centro da linha IJ. A falha principal que corta desde o embasamento até os refletores mais rasos é paralela à falha NW com caimento para leste interpretada no limite do alto da linha E63.95 da Petrobrás (Figura 56; Figura 57; Figura 58), o que sugere que sejam pertencentes a mesma zona de falhamento.

O trabalho de Plantz (2017) aponta para uma movimentação pleistocênica que reativou estruturas de direção NW-SE e soergueu a área das proximidades do poço 2-BG-01. O que fundamenta ainda mais a idéia de que o soerguimento da área da linha WZ esteja relacionado à reativação da falha NNW da linha sísmica E63.95, que parece ter seu plano prolongado até a linha IJ (de maior resolução), e WNW da linha E63.100 (Figura 40; Figura 56; Anexo 7). A região a noroeste dessas falhas foi soerguidas e ao comparar as linhas AB, CD, e WZ (Figura 64; Figura 59; Anexo 10) com as demais linhas (Figura 63; Figura 62; Figura 61; Anexo 10) verifica-se que até mesmo a espessura do pacote sedimentar é menor.

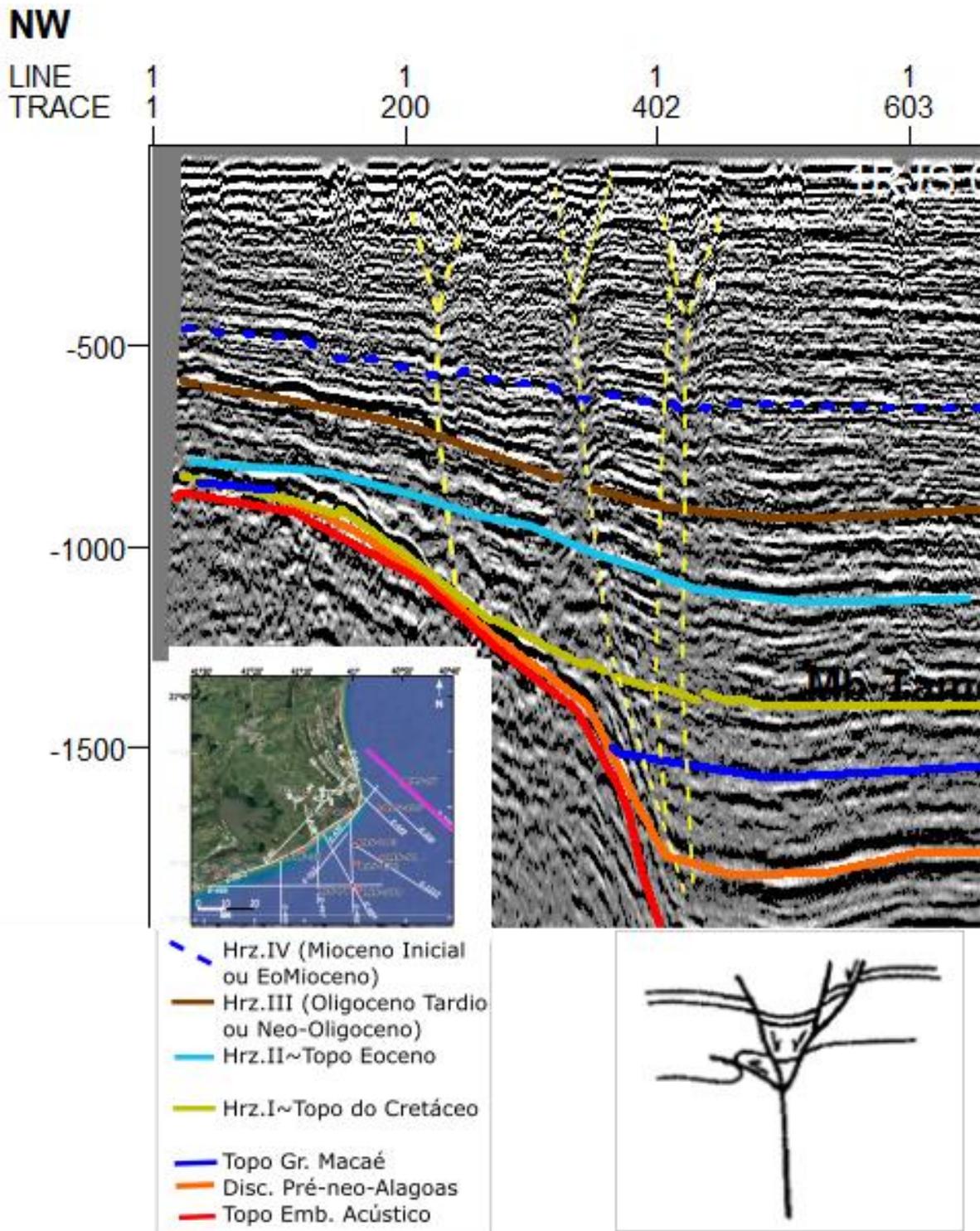


Figura 67 - Linha 328 com os horizontes de interesse interpretados. Os lineamentos em amarelo pontilhado são as superfícies de falha com característica de movimentação transcorrente. Abaixo um esquema de falha transcorrente similar observado, com uma estrutura em flor negativa (Zalán, 1986).

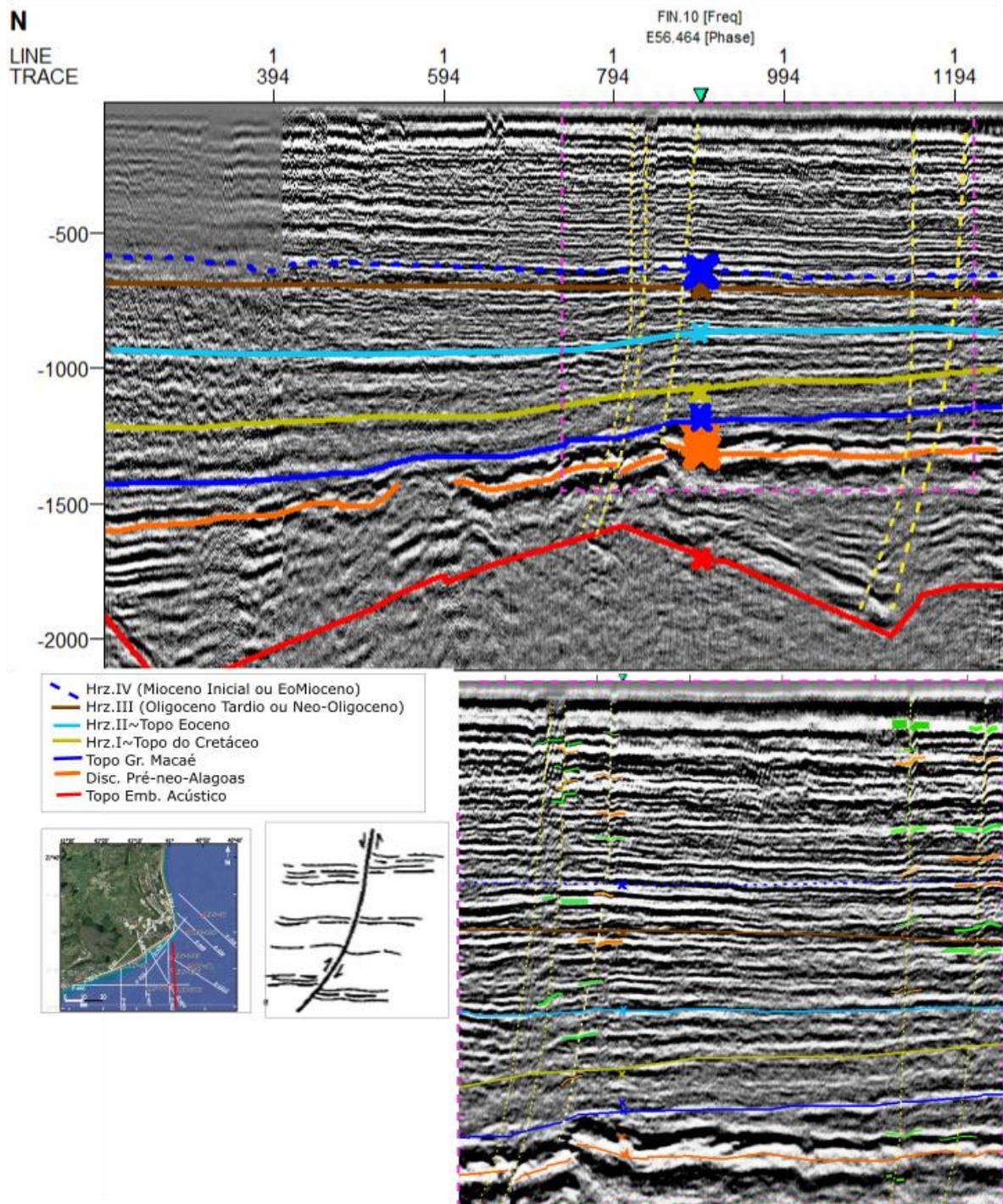


Figura 68 - Linha 462 com os horizontes de interesse interpretados. Os lineamentos em amarelo pontilhado são as superfícies de falha com característica de movimentação transcorrente. Os preenchimentos destacados em amarelo claro são paleocanais interpretados. Abaixo um esquema de falha transcorrente similar observado na linha interpretada no meio as seção, com reversão no rejeito aparente com a profundidade (Zalán, 1986).

O pacote relativo ao Oligoceno (do Hrз.II ao Hrз. III) se afina em direção à porção emersa e só está presente até a porção leste das linhas IJ, HM e GF, e sul da

linha GL, nas proximidades da linha E63.95 (Figura 56; Figura 57; Figura 63). A oeste os refletores do Oligoceno superior são bloqueados por um alto do embasamento sobre o qual prevalecem somente sedimentos do Neógeno e Quaternário. Os paleocanais começaram a ser preenchidos após o Oligoceno Tardio (Hrz. III) e se concentram acima do Hrz. IV (Mioceno Inferior) (Figura 57; Figura 58; Figura 61; Figura 62; Figura 63). Tal fato pode ser relacionado à mudança de curso do rio Paraíba do Sul da bacia de Santos para bacia de Campos, durante o Oligoceno (Modica e Brush, 2004).

Os maiores paleocanais interpretados estão localizados em áreas onde houve alguma movimentação tectônica pós-Mioceno. Os baixos estruturais capturam a drenagem e mesmo após o preenchimento completo do canal fluvial, canais mais recentes se instalam preferencialmente sobre o canal anterior, erodindo um pouco do preenchimento mais antigo e aumentando a espessura desse paleocanal complexo (Figura 58; Figura 61; Figura 62; Figura 63; Anexo 8; Anexo 9).

## **6. Conclusões**

Poucas são as pesquisas que relacionam a história geológica entre a região costeira e a plataforma continental rasa da Bacia de Campos. A interpretação de dados sísmicos e de poços no continente e na plataforma continental rasa adjacente ao Cabo de São Tomé possibilitou a identificação de diferentes regimes tectônicos e deposicionais ao longo do preenchimento sedimentar nesta porção da bacia, desde a fase rifte.

O refletor proeminente, descrito como marco sismoestratigráfico principal neste trabalho, presente em toda a área de estudo, corresponde à amalgamação de um conjunto de discordâncias de idade eocretácea (meso-Aptiano) a neocretácea (topo Maastrichiano) que lateralmente erodem desde o embasamento, em sua porção mais rasa no continente, e representam o topo do rifte em suas porções mais profundas nas calhas deposicionais.

A interpretação de um pacote sedimentar relativo ao Grupo Macaé (Albiano–Cenomaniano) mostrou que a evolução tectono-sedimentar da porção costeira/proximal da Bacia de Campos é marcada por eventos de estruturação e deposição desde o início do processo de abertura do rifte.

As discontinuidades pré-cambrianas seguiram sendo reativadas como falhamentos e pontos de fraqueza desde a abertura do rifte até o Quaternário, sendo as maiores movimentações no Paleógeno (Paleoceno e Eoceno). Essas reativações mostram-se importantes até no controle mais recente (pós Oligoceno) das drenagens. O fato de haver uma concentração de paleocanais em profundidade acima do refletor do Oligoceno Superior (Hrz.III) e, muitas vezes, cortados por falhas reativadas no Quaternário indicam que a tectônica foi importante no controle da evolução tectono-sedimentar da área de estudo.

Os lineamentos de direções NE-SW e NW-SE/NNW-SSE são as principais discontinuidades presentes na área. A movimentação dessas estruturas condicionou toda evolução tectono-sedimentar da área, como por exemplo a criação de baixos estruturais para os depocentros profundos da fase rifte, o deslocamento dos refletores de alta impedância relativos às discordâncias erosionais, a geração de altos deposicionais que limitaram a deposição de sedimentos, e a exposição de sequências e superfícies sedimentares, por ventura erodidas.

Os mapas calculados das profundidades e espessuras das sequências de interesse destacam a existência de três degraus principais de profundidade do embasamento, gerados pela movimentação de falhas normais de direção NE-SW e caimento em direção ao *offshore*. Além disso as interpretações apontam para a presença de estruturas NW-SE que parecem ter sido reativadas com componentes de deslocamento lateral, deslocando o embasamento durante a abertura do rifte e também no Paleógeno, e de estruturas com direção NE-SW reativadas em pulsos tectônicos do Neógeno até o recente (não há marcador de idade para tais refletores) com componentes de compressão (estruturas transpressionais) e distensão (estruturas transtracionais).

O lineamento da falha de charneira, de direção NE-SW, foi definido de maneiras diferentes por diversos autores, e se forem levadas em consideração cada uma das definições consultadas o lineamento estaria localizado em diferentes posições da bacia, de acordo com os resultados desse estudo. A linha de charneira antes de tudo é um lineamento gerado no estágio de abertura do rifte, que demarca a fronteira entre a crosta continental não estirada daquela que sofreu estiramento (Chang *et al.*, 1990), e por isso, no presente estudo, a linha de charneira é definida

como o lineamento que limita o avanço de sedimentos da fase rifte para a porção rasa/emersa da bacia, a oeste, e denominada de “Charneira pré-Aptiana”.

Também foi definido o lineamento que limita a deposição de sedimentos cretáceos, denominado no presente trabalho de “Charneira cretácea”, e que condiz com as interpretações de Guardado *et al.* (1989) e Guardado *et al.* (2000) para a Falha de Campos.

A necessidade de aquisição de mais dados para calibração da interpretação sísmica é evidente nesse estudo. A quantidade de poços com perfis de qualidade disponíveis é baixa, e ainda mais ausente na porção emersa. De maneira geral as informações de datação são pouquíssimas, o que influencia na escassez de informação dos limites de topo/base das sequências sedimentares.

Estudos mais locais e um adensamento de dados de perfilagem, testemunho e sísmica de reflexão são essenciais para que seja desenvolvido um modelo mais acurado do desenvolvimento tectono-sedimentar da atual porção emersa e rasa da bacia de Campos.

## 7. Referências bibliográficas

- ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Revista do Instituto de Geociências - USP*, 2006. v. 6, n. 2, p. 1–6, 2006.
- ALMEIDA, F.F.M.de. Geochronological division of the precambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociências*. v.1, n.1, p. 13-21, 1971.
- ALMEIDA, F.F.M. de. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 48 (supl.), p. 15-26, 1976.
- ALMEIDA, F.F.M. de.; HASUI, Y. O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. 378p.
- ALMEIDA, F. F M. de; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.
- ALMEIDA, J.; GUEDES, E.; EIRADO, L. G.; HEILBRON, M. Compartimentação Tectônica Mesozoico-Cenozoica. In: HEILBRON, M.; EIRADO, L. G.; ALMEIDA, J. *ogrs, Geologia e recursos minerais do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais*. 2016. CPRM, Belo Horizonte, Cap. 10.
- BOSENCE, D.W.J. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: PURSER, B.H. e BOSENCE, D.W.J. *Sedimentation and tectonics of rift basins: Red Sea – Gulf of Aden*. London, Chapman & Hall, p.9-25 and p. 77, 1998.
- CAINELLI, C and MOHRIAK, W.U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the eastern Brazilian continental margin. *Episodes*, v.22, p. 206-216, 1999b.
- CAINELLI, C., MOHRIAK, W.U. 1998. Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. AAPG, International Conference & Exhibition Short Course – Brazilian Geology Part II, Rio de Janeiro, Brazil, 67 p. + figures, 1998. In: MOHRIAK, W.U. *Bacias sedimentares da margem continental brasileira*. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*.CPRM, Cap.III, p. 87-165, Brasília, 2003.

CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F. New concepts on the development of east Brazilian marginal basins. Episodes, v.11, n. 3, p. 194-202, 1988.

CHANG, H. K.; BENDER, A. A., MELLO, U. T., RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. Origem e evolução termomecânica de bacias sedimentares. Origem e evolução de bacias sedimentares, p. 49-71, 1990.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F.; BENDER, A.A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System:an Overview. Tectonophysics, 213 (1-2): 97-138, 1992.

COBBOLD, P.R.; MEISLING, K.E.; MOUNT, V.S. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.85, n.11, p.1925-1944, 2001.

CRAIN, E.R. Crain's Petrophysical Handbook, Online Shareware Petrophysics Training and Reference Manual: E.R. (Ross) Crain. Website acessado em 2019.

DE CASTRO, R. D.; PICOLINI, J. P. Principais Aspectos da Geologia Regional da Bacia de Campos. In: **Geologia e Geomorfologia**. Campus, 2015. p. 1-12.

DIAS, G.T.M. O Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, Rio de Janeiro. IV Simpósio do Quaternário no Brasil. Publicação Especial nº 2 (CTCQ/SBG). Rio de Janeiro. 58-88 pp, 1981.

DIAS, G.T.M. e GORINI, M.A. A Baixada Campista: Estudo Morfológico dos Ambientes Litorâneos. Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, vol 1: 588-602, Camboriú-SC, 1980.

DIAS, G.T.M.; SILVA, C.G.; MALSCHITZKY, I.H. e PIRMEZ, C. A Planície Deltaica do Rio Paraíba do Sul – Sequências Sedimentares Subsuperficiais. Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. Vol 1: 98-104 pp. Rio de Janeiro, 1984a.

DIAS, G.T.M.; SILVA, C.G.; MALSCHITZKY, I.H. e PIRMEZ, C. 1984b. A Frente Deltaica do Rio Paraíba do Sul – Fisiografia Submarina e Distribuição Sedimentar. Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Vol. IV: 1565-1576 pp. Rio de Janeiro, 1984b.

DIAS, J.L. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. Boletim de Geociências da Petrobrás, 13: 7-25, 2005.

DIAS, J.L., SCARTON, J.C.; GUARDADO, L.R.; ESTEVES, F.R; CARMINATTI, M. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Raja Gabaglia, G.P.& Milani, E.J.(Eds.). Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro, Petrobrás, p. 333-360, 1990.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 13, n.4, p. 98-105, 1983.

FAUST, L.Y. A Velocity Function Including Lithologic Variation: Geophysics, v. 18, p. 271-288, 1951.

FERRARI, A. L. Evolução Tectônica do Graben da Guanabara. 412 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

FETTER, M. The role of basement tectonic reactivation on the structural evolution of Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from 3D seismic analysis and section restoration. Marine and Petroleum Geology, v. 26, n. 6, p. 873-886, 2009.

GONTIJO-PASCUTTI, A.H.F.; BEZERRA, F. H. R.; TERRA, E.; ALMEIDA, J. C. H. Brittle Reactivation of Mylonitic Fabric and the Origin of the Cenozoic Rio Santana Graben, Southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 29, p. 522-536, 2010.

GUARDADO, L.R.; SPADINI, A.R.; BRANDÃO, J.S.L.; MELLO, M.R. Petroleum system of the Campos basin, Brasil. In: MELLO, M. R.; KATS, B.J(eds) Petroleum System of South Atlantic Margins. Tulsa, Okla: AAPG Memoir 73, cap. 22, p.317-324, 2000.

GUARDADO, L.R., GAMBOA, L.A.P.; LUCHESSI, C.F. Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil: a model for a producing Atlantic-type basin. In: Edwards, J.D. & Santogrossi, P.A. (Eds.). AAPG Memoir 48 - Divergent/passive margin basins. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 3-80, 1990.

GUARDADO, L.R.; GAMBOA, L.A.P.; LUCHESE, C.F. Petroleum Geology of the Campos Basin, a Model for a Producing Atlantic Type Basin. In: EDWARDS, J.D.; SANTOGROSSI, P.A. (Eds.). Divergent/Passive Margin Basins. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir 48, p. 3-79, 1989.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science. v.235, n.4793, p.1156-1166, 1987.

HEILBRON, M.; PASCUTTI, A.H.F.G.; SILVA, T.M.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.; DIOS, F.; SILVA, L.G.E.; VALERIANO, C.M.; DUARTE, B.P.; SCHMITT, R.S.; VALADARES, C.S.; NOGUEIRA, J.R.; RAGATKY, D.; GERALDES, M.C.; VALENTE, S.C. Contexto Regional. In: ALMEIDA, J.; SILVA, L.C. (eds.) Geologia e recursos minerais da folha Macaé SF.24-Y-A-I, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000. Belo Horizonte, CPRM, cap. 1, p. 23-34, 2012.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.C; A Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (eds.) O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Ed. Beca, cap. XIII, p. 203-234, 2004.

KARNER, G.D. Rifts of the Campos and Santos basins, southeastern Brazil: distribution and timing. In: MELLO, M.R.; KATZ, B.J. (eds.), Petroleum Systems of South Atlantic Margins. Tulsa, Okla: AAPG. Memoir 73, p.301-315, 2000.

LAMEGO, A. R. Bacia de Campos na geologia litorânea do petróleo. DNPM-DGM, Bol. nº 113, 60 p, 1944.

LAMEGO, A. R. O Homem e a Restinga. Serviço Gráfico do IBGE, 1946.

LAMEGO, A. R. Geologia das quadriculas de Campos, São Tomé, Lagoa Feia e Xexéu. Div. Geol. Min., DNPM, Bol. 154, Rio de Janeiro. 1955.

LAMEGO, A.R., 1945; Ciclo Evolutivo das Lagunas Fluminenses. Divisão de Geologia e Mineralogia. Boletim número 118, DNPM, pp. 47, 1945.

LANA, C.C. Dinoflagelados como indicadores paleoambientais durante a sedimentação eocretácea da porção terrestre da Bacia de Campos. In: I. S. Carvalho,

N. K. Srivastava, O. Strohschoen, C. C. Lana (Eds.), Paleontologia: cenários de vida, v. 3, 211-219. Rio de Janeiro: Interciência, 2011.

MARANGONI, M. B., REIS, A. T., SILVA, C. G., MAIA, R., GUERRA, J., ARANTES-OLIVEIRA, R., PASSOS, M. BERNARDO, G. Arcabouço estratigráfico e ciclicidade deposicional dos sistemas sedimentares Pleistoceno Médio-Holoceno da plataforma sul da bacia de Campos, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 9pp. 2013.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. As Flutuações de Nível do Mar Durante o Quaternário Superior e a Evolução Geológica de "Deltas" Brasileiros. Boletim de Geociências-USP, Publicação Especial, v.15, p.1-186, 1993.

MARTIN. L.; SUGUIO. K.; FLEXOR. U I.; DOMINGUEZ. I.M.L.; AZEVEDO, A.E. G. Evolução da planície costeira do Rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: Influência das variações do nível do mar. In: Anais do 33 Congresso Brasileiro de Geologia., Rio de Janeiro. SBG. v. 1, p.84-97, 1984.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M. Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. CPRM, Belo Horizonte, v.2, 1997.

MELLO, C. L.; METELO, C. M. S.; SUGUIO, K.; KOHLER, H. C. Quaternary Sedimentation, Neotectonics and the Evolution of Doce River Middle Valley Lake System (Southeastern Brazil). Revista do Instituto Geológico, São Paulo, v. 20, n. 1-2, p. 29-36, 1999.

MILANI, E.J.; BRANDÃO, J.A.S.L.; ZALÁN, P.V.; GAMBOA, L.A.P. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. Brazilian Journal of Geophysics. v.18, n.3, p.351-396, 2001.

MIZUSAKI, A.M. Rochas ígneo-básicas do Neocomiano da Bacia de Campos – caracterização e comportamento como reservatório de hidrocarbonetos. Programa de Pós-Graduação em Geologia. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1986.

MIRANDA OLIVEIRA, João Paulo. Caracterização sismoestrutural do embasamento do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul. Rio de Janeiro, Dissertação (Mestrado

em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

MOHRIAK, W. U.; BARROS, A.Z. Novas evidências de tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil: o gráben de Barra de São João na plataforma continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 20 (1-4), p. 187 – 196, 1990.

MOHRIAK, W.U. Bacias sedimentares da margem continental brasileira. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. CPRM, Cap.III, p. 87-165, Brasília, 2003.

MOHRIAK, W. U. Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozóico-cenozóica da América do Sul. In: V. Mantesso – Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro and B.B.Brito-Neves (eds.), *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, cap. XVIII, p. 293 – 318, 2004.

MODICA, C.J.; BRUSH, E.R. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. *AAPG Bulletin*, v.88 (7), p.923-945, 2004.

PLANTZ, J.B. Interpretação Paleoambiental e Modelo Evolutivo da Porção Central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (RJ). Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, Rio de Janeiro, 2017.

PONTE, F.C.; ASMUS, H.E. Clássicos da geologia do petróleo brasileiro: as bacias marginais brasileiras: estágio atual do conhecimento. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. Rio de Janeiro, v.12, n.2, p. 385-420, 2004.

RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. Origem e evolução de bacias sedimentares. *PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 1990.

RANGEL, H.D.; MARTINS, F.A.L.; ESTEVES, F.R.; FEIJÓ, F.J. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. Rio de Janeiro, v.8, n.1, p.203-217, 1994.

RANGEL, H.D.; MARTINS, C.C. Main exploratory compartments, Campos basin. *Searching for oil and gas in the land of giants: Search*, Schlumberger, p.32-40,

1998. RICCOMINI, C. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP, 1989.

RICCOMINI, C.; ASSUMPÇÃO, M. Quaternary Tectonics in Brazil. Episodes, v. 22, n. 3, p. 221-225, 1999.

RICCOMINI, C.; PELOGGIA, A.; SALONI, J.; KOHNKE, M.; FIGUEIRA, R. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). Journal of South American Earth Sciences, v. 2, p. 191-197, 1989.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito Neves, B. B. (Org.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, p. 383-405, 2004.

SALVADOR, E.D.; RICCOMINI, C. Neotectônica da Região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). Revista Brasileira de Geociências. 25(3): 151- 164, 1995.

SCHMITT, R.S.; TROUW, R.A.J.; VAN SCHMUS, W.R.; PIMENTEL, M. Late amalgamation in the central part of west Gondwana: new geochronological data and the characterization of a cambrian collisional orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). Precambrian Research, Amsterdam, v. 133, n. 1-2, p. 29-61, 2004.

SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. Estratigrafia de sequências: fundamentos e aplicações. São Leopoldo: Unisinos, 428p, 2001.

SILVA, C.G. Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da Lagoa Feia, RJ. Dissertação (Mestrado). Niterói: Departamento de Geologia – UFF, 1987.

SILVA, R.M. Evolução morfotectônica e significado estratigráfico do alto de Cabo Frio no contexto da sedimentação das Bacias de Campos e Santos. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha – Programa de Pós- Graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2010.

SILVA, R.T.A. A Zona de Transferência do Cabo de São Tomé na Bacia de Campos. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha – Programa de Pós- Graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2013.

SCHALLER, H. Estratigrafia da Bacia de Campos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 1973. Aracajú. Anais do XXVII Congresso de Geologia. Aracaju, SE: Sociedade Brasileira de Geologia, p.247–258, 1973.

SOUZA-LIMA, W.; HAMSI JUNIOR, G.P. Bacia sedimentares brasileiras: bacia da margem continental. Phoenix. n.50, p. 1-4, 2003.

TELLO SAENZ, C.A.; HACKSPACHER, P. C.; Neto, J. H.; IUNES, P. J.; GUEDES, S.; RIBEIRO, L. F. B.; PAULO, S. R. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the South Atlantic Ocean. Journal of South American Earth Sciences, v. 15, n. 7, p. 765-774, 2003.

THOMAZ FILHO, A.; MIZUSAKI, A.M.P.; ANTONIOLI, L. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. Revista Brasileira de Geociências. v.38, n.2, p. 128-137, 2008.

TOMAZ, E.A. Integração de Dados Estruturais ao Longo da Margem Continental da Bacia de Campos, Região da Planície Costeira do rio Paraíba do Sul. Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Trabalho de conclusão de curso, 50p, 2003.

TOMAZ, E.A. Mapeamento de paleocanais ao longo da planície costeira do rio Paraíba do Sul e plataforma continental da bacia de Campos e sua possível relação com a evolução do canyon Almirante Câmara. Dissertação (Mestrado). Rio de Janeiro: Instituto de Geociências – UFRJ, 2005.

VILELA, P.C., MELLO, C.L., CARELLI, T.G., BORGHI, L. Caracterização litológica do testemunho do poço 2-JU-1-RJ, na porção emersa da Bacia de Campos. Geociências-UNESP, v.35(3), p.346-358, 2016.

WINTER, W.R.; JAHNERT, R.J.; FRANÇA, A.B. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobrás. Rio de Janeiro, v.15, n.2, p. 511-529, 2007.

ZALÁN, P.V.; SEVERINO, M.C.G.; RIGOTI, C.A.; MAGNAVITA, L.P.; OLIVEIRA, J.A.B.; VIANNA, A.R. An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a south Atlantic passive margin – Santos, Campos and Espírito Santo basins, Brazil. American Association of Petroleum Geologists. Houston, Texas, 2011.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. a. A. B. de. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 13, n. 2, p. 269–300, 2005.

ZALÁN, P.V. Identificação de falhas transcorrentes em seções sísmicas. Revista Brasileira de Geociências, v. 16, n. 3, p. 258-265, 1986.

## 8. Anexos

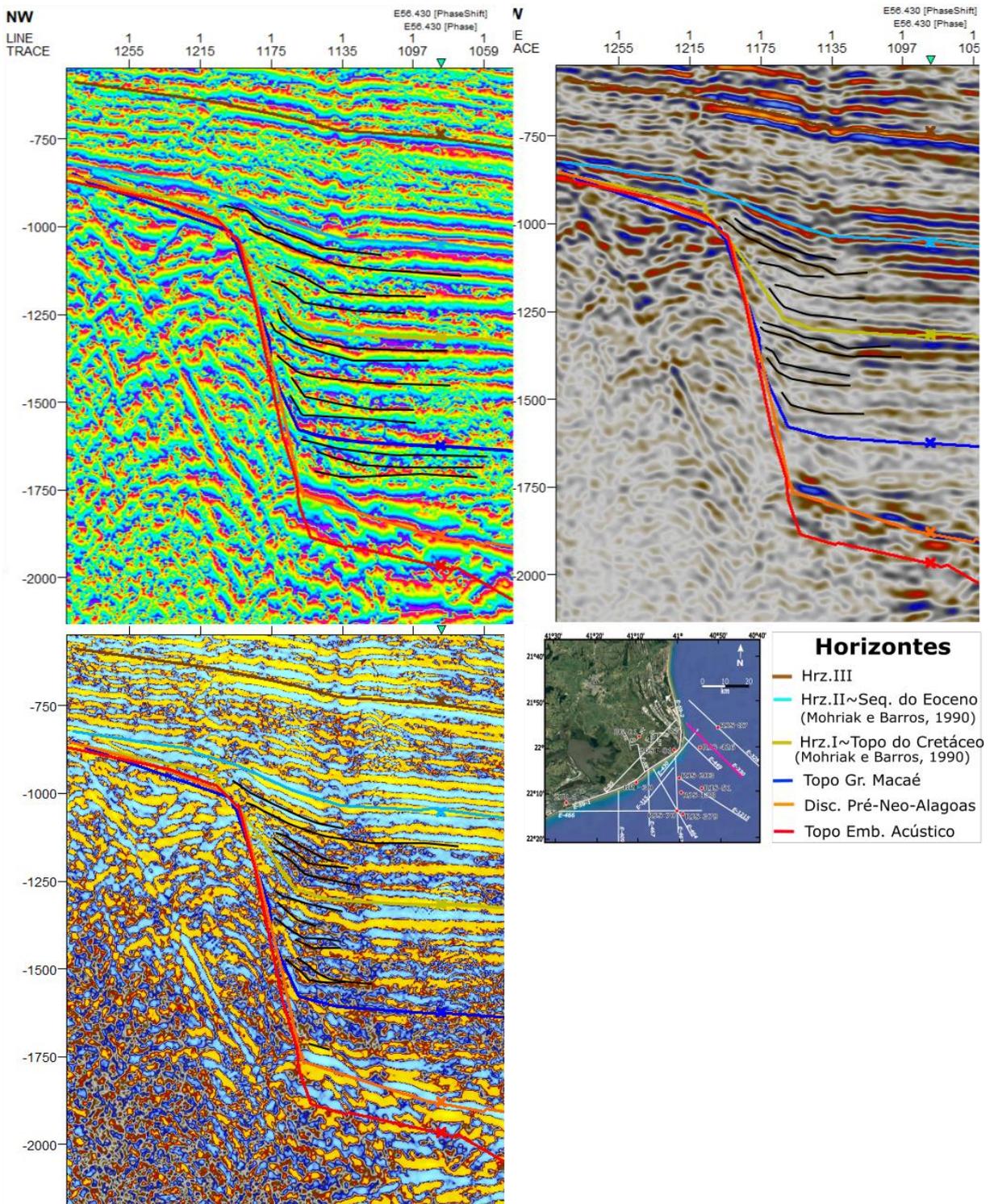
Poço	Marcador	MD (m)	TWT auto (ms)
1RJS 0051 RJ	Fm Retiro base	2420.00	1682.93
1RJS 0051 RJ	sal topo	2396.00	1674.17
1RJS 0051 RJ	Topo Emborê	65.00	46.28
1RJS 0051 RJ	Base Emborê	1983.00	1446.92
1RJS 0051 RJ	Topo Gr Macaé	2002.00	1459.53
1RJS 0051 RJ	Base Gr Macaé	2396.00	1674.17
1RJS 0051 RJ	Cen Inf	2130.00	1531.53
1RJS 0051 RJ	Fm Ubatuba topo	1981.00	1445.61
1RJS 0051 RJ	Mb Tamoios Topo	1983.00	1446.92
1RJS 0051 RJ	Mb Tamoios base	2002.00	1459.53
1RJS 0051 RJ	Mioceno Inf	550.00	391.59
1RJS 0051 RJ	Oligoceno Sup	1570.00	1196.94
1RJS 0087 RJ	Fm Cabiúnas	3281.00	1999.00
1RJS 0087 RJ	Fm Retiro base	3082.00	1781.00
1RJS 0087 RJ	sal topo	3079.00	1779.39
1RJS 0087 RJ	Base Emborê	2477.00	1456.72
1RJS 0087 RJ	Topo Gr Macaé	2624.00	1535.00
1RJS 0087 RJ	Base Gr Macaé	3079.00	1779.39
1RJS 0087 RJ	Base Gr Lagoa Feia	3281.00	1999.00
1RJS 0087 RJ	Fm Ubatuba topo	2477.00	1456.72
1RJS 0087 RJ	Fm Ubatuba base	2552.00	1496.66
1RJS 0087 RJ	Mb Tamoios Topo	2581.00	1512.10
1RJS 0087 RJ	Mb Tamoios base	2624.00	1535.00
1RJS 0087 RJ	Cenomaniano	2640.00	1543.59
1RJS 0087 RJ	Albiano superior	2679.00	1564.54
1RJS 0087 RJ	Mioceno Inf	1050.00	659.62
1RJS 0087 RJ	Oligoceno Sup	1439.00	904.00
1RJS 0178 RJ	Fm Cabiúnas	2825.00	1977.62
1RJS 0178 RJ	Fm Retiro base	1788.00	1431.70
1RJS 0178 RJ	sal topo	1755.00	1410.68
1RJS 0178 RJ	Topo Emborê	53.00	51.66
1RJS 0178 RJ	Base Emborê	1719.00	1388.89
1RJS 0178 RJ	Topo Gr Macaé	1719.00	1388.89
1RJS 0178 RJ	Base Gr Macaé	1755.00	1410.68
1RJS 0203 RJ	Fm Retiro base	1977.00	1550.57
1RJS 0203 RJ	sal topo	1918.00	1525.20
1RJS 0203 RJ	Topo Emborê	43.00	87.68
1RJS 0203 RJ	Base Emborê	1842.00	1475.19
1RJS 0203 RJ	Topo Gr Macaé	1842.00	1475.19
1RJS 0203 RJ	Base Gr Macaé	1918.00	1525.20
1RJS 0426 RJ	Fm Cabiúnas	3613.00	2642.08
1RJS 0426 RJ	Fm Retiro base	2601.00	1905.34
1RJS 0426 RJ	sal topo	2503.00	1834.00
1RJS 0426 RJ	Topo Emborê	37.00	38.74
1RJS 0426 RJ	Base Emborê	2178.00	1597.40
1RJS 0426 RJ	Topo Gr Macaé	2302.00	1687.67
1RJS 0426 RJ	Base Gr Macaé	2503.00	1834.00
1RJS 0426 RJ	Topo Gr Lagoa Feia	2503.00	1834.00
1RJS 0426 RJ	Base Gr Lagoa Feia	3613.00	2642.08
1RJS 0426 RJ	Fm Ubatuba topo	2177.00	1596.67
1RJS 0426 RJ	Fm Ubatuba base	2302.00	1687.67
1RJS-379D RJ	Fm Cabiúnas	3105.00	1854.00
1RJS-379D RJ	Fm Retiro base	1882.00	1214.79
1RJS-379D RJ	sal topo	1864.00	1205.38
1RJS-379D RJ	Topo Emborê	65.00	42.41
1RJS-379D RJ	Base Emborê	1660.00	1083.05
1RJS-379D RJ	Topo Gr Macaé	1781.00	1162.00
1RJS-379D RJ	Base Gr Macaé	1864.00	1205.38

1RJS-379D RJ	Topo Gr Lagoa Feia	1864.00	1205.38
1RJS-379D RJ	Base Gr Lagoa Feia	3105.00	1854.00
1RJS-379D RJ	Base Gr Lagoa Feia	3105.00	1854.00
1RJS-379D RJ	Fm Ubatuba topo	1660.00	1083.05
1RJS-379D RJ	Fm Ubatuba base	1781.00	1162.00
1RJS-70 RJ	Fm Cabiúnas	2306.00	1694.04
1RJS-70 RJ	Fm Retiro base	1529.00	1285.07
1RJS-70 RJ	sal topo	1465.00	1257.46
1RJS-70 RJ	Topo Emborê	64.00	87.07
1RJS-70 RJ	Base Emborê	1357.00	1187.71
1RJS-70 RJ	Topo Gr Macaé	1357.00	1187.71
1RJS-70 RJ	Base Gr Macaé	1465.00	1257.46
1RJS-70 RJ	Topo Gr Lagoa Feia	1465.00	1257.46
1RJS-70 RJ	Base Gr Lagoa Feia	2306.00	1694.04
1RJS-70 RJ	Fm Quissama Topo	1438.00	1244.26
1RJS-70 RJ	Fm Goitacas Topo	1357.00	1187.71
1RJS-70 RJ	Fm Goitacas Base	1438.00	1244.26
1RJS-70 RJ	Oligoceno Sup	505.70	687.41
2-BG-01	B pré-cambriano	383.00	341.00
2-BG-01	F-I	140.00	124.65
2-BG-01	TS II	40.00	35.61
2-BG-01	TS I	90.00	80.13
2-BG-01	SIM	12.00	10.68
2-CST-01 RJ	B pré-cambriano	2596.00	1950.40
2-CST-01 RJ	Alb/Cen - Dinoflagelado	1035.00	889.29
2-CST-01 RJ	Fm Cabiúnas	1971.00	1589.06
2-CST-01 RJ	Topo Emborê	5.00	7.26
2-JU-1	B pré-cambriano	128.00	
9BRF 03D RJ	B pré-cambriano	2250.22	3674.27
9BRF 03D RJ	Base Emborê	2251.00	3675.55

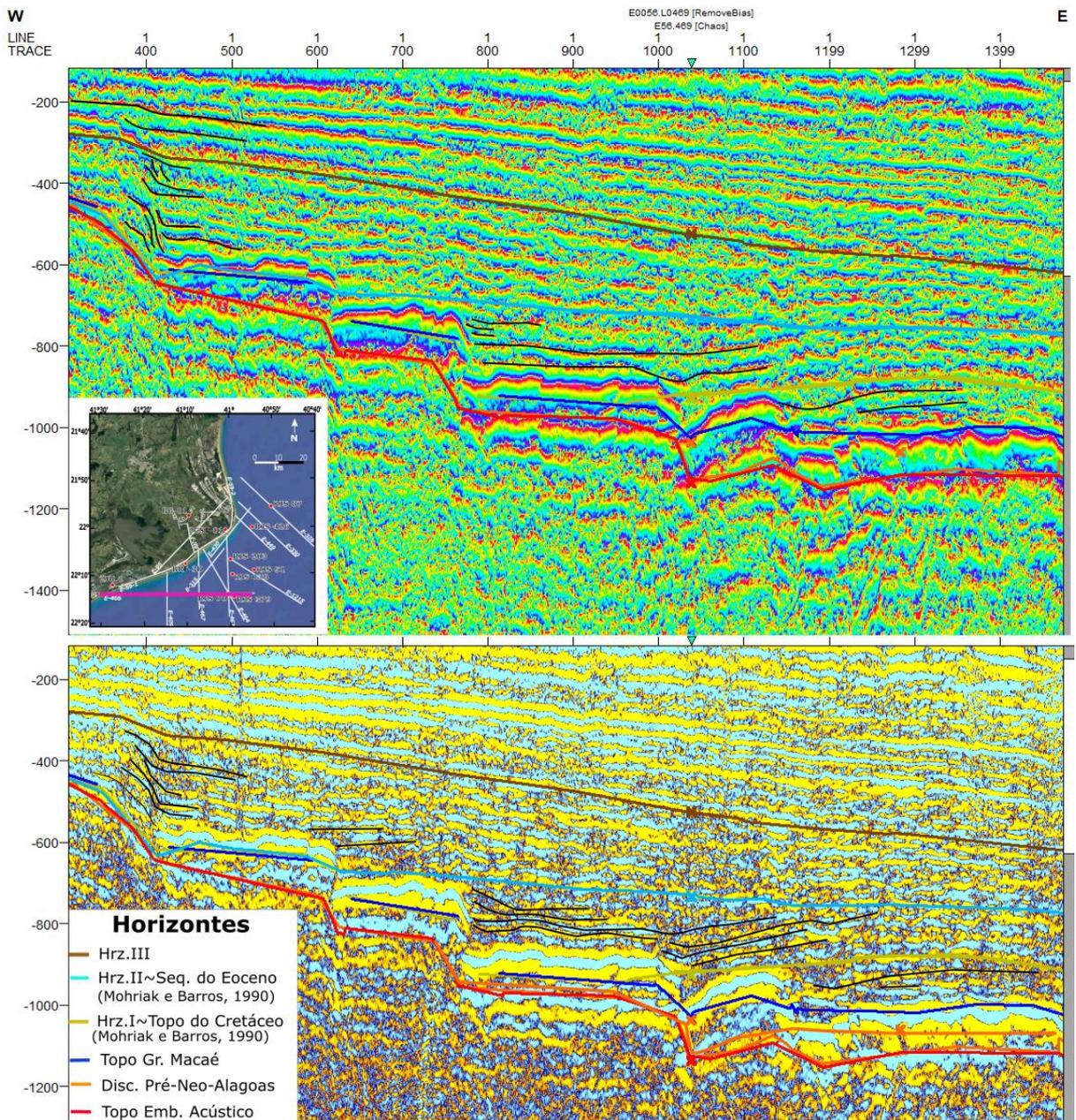
Anexo 1- Marcadores dos poços retirados das informações do BDEP e convertidos para tempo a partir das amarrações de poços realizada no presente estudo.

Code	Name	Parent	Backgroun	Lines	Pattern
1	Calcário				
2	Calcário Cristalino				
4	Coquina				
6	Calcilutito				
7	Calcissiltito				
10	Calcirrudito				
12	Mudstone				
13	Wackstone				
14	Packstone				
16	Biolitito				
20	Argilito Arenoso				
21	Argilito carbonatico				
23	Siltito arenoso				
25	Arenito Argiloso				
26	Arenito carbonatico				
27	Arenito Conglomerati				
30	Dolomito				
42	Conglomerado				
48	Areia				
49	Arenito				
50	Arenito Bioturbado				
52	Folhelho siltico				
54	Siltito				
55	Argila				
56	Argilito				
57	Folhelho arenoso				
58	Marga				
65	Diabásio				
66	Basalto				
71	Gnaisse				
82	Anidrita				
84	Halita				

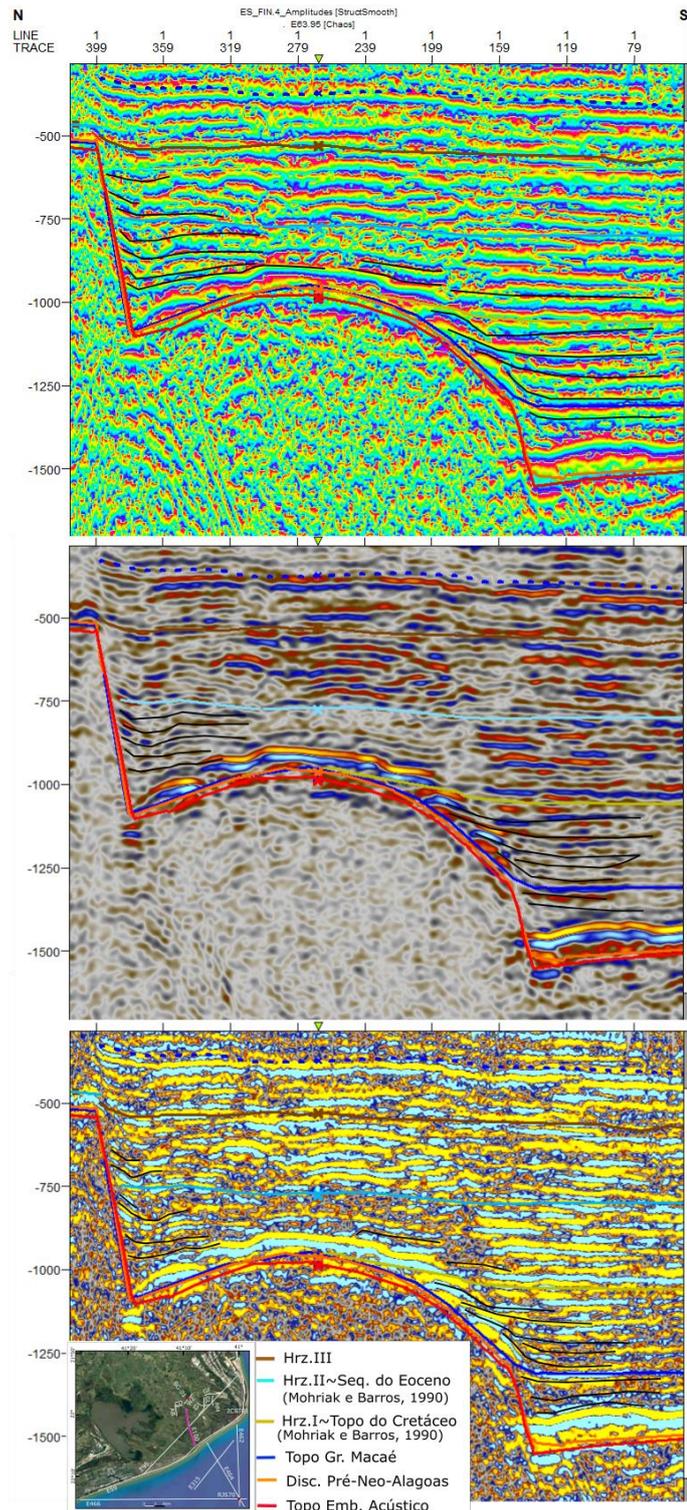
Anexo 2 – Códigos de litologia e suas representações no software Petrel.



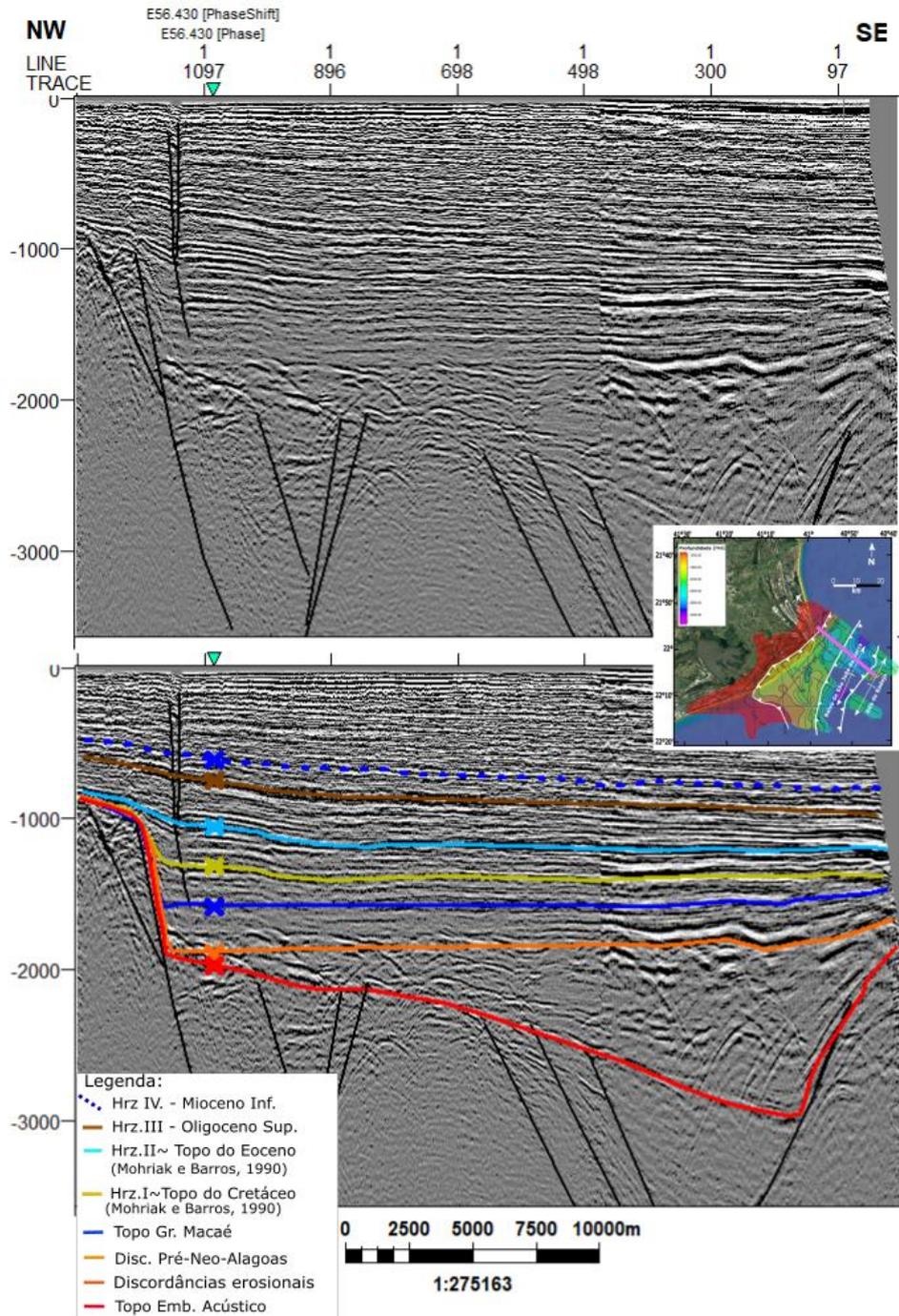
Anexo 3 – Linha sísmica E48.330 A) sob o atributo *Phase*; B) sob o atributo *Structural Smooth*; C) sob o atributo *Remove Biass*. Em todas as imagens as terminações dos refletos estão descaídas como linhas pretas para indicar a movimentação ou não do respectivo plano de falha durante a deposição do refletor.



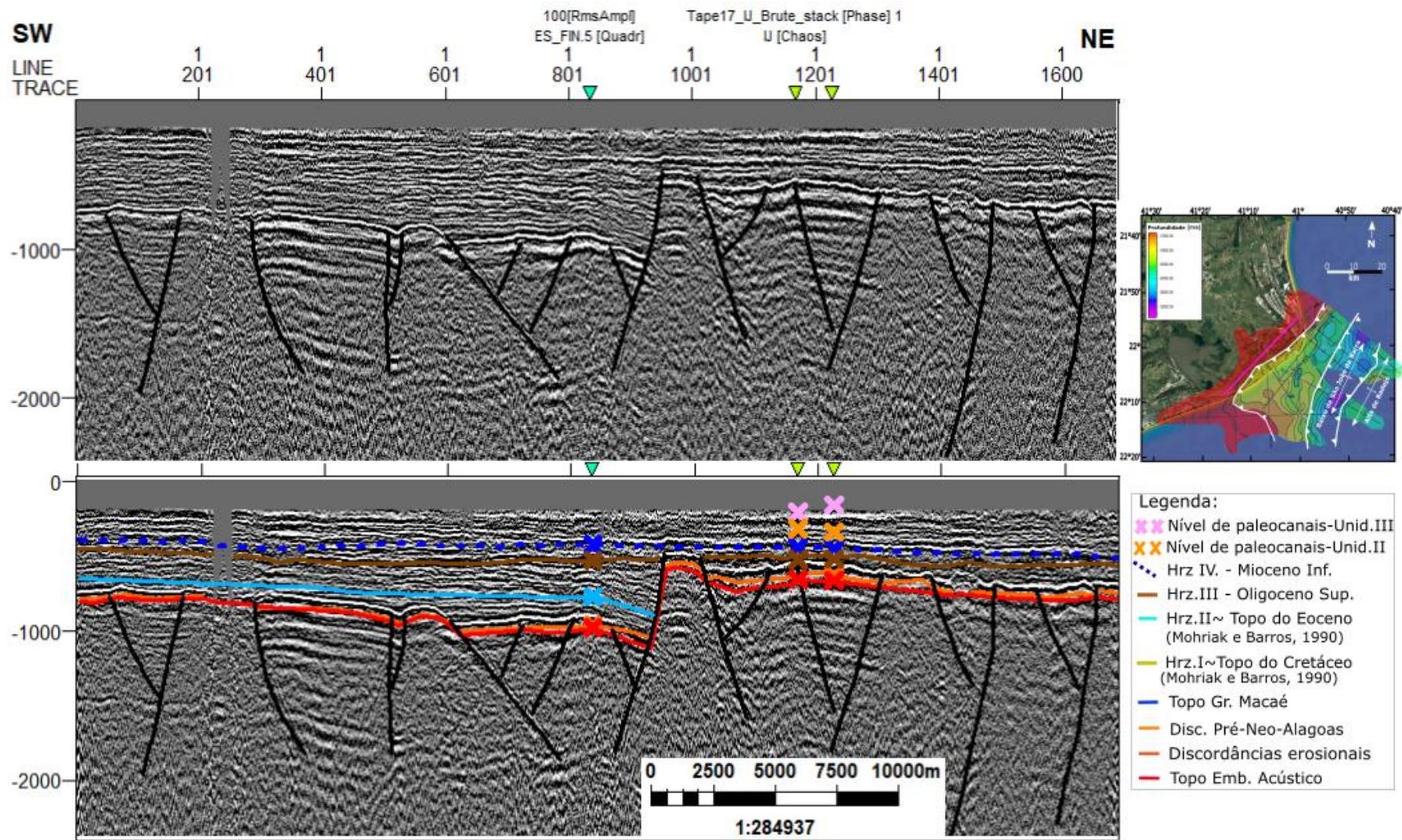
Anexo 4 – Linha sísmica E56.466 sob o atributo *Phase* e *Remove Bias*, respectivamente, com as terminações de refletores destacadas como linhas pretas.



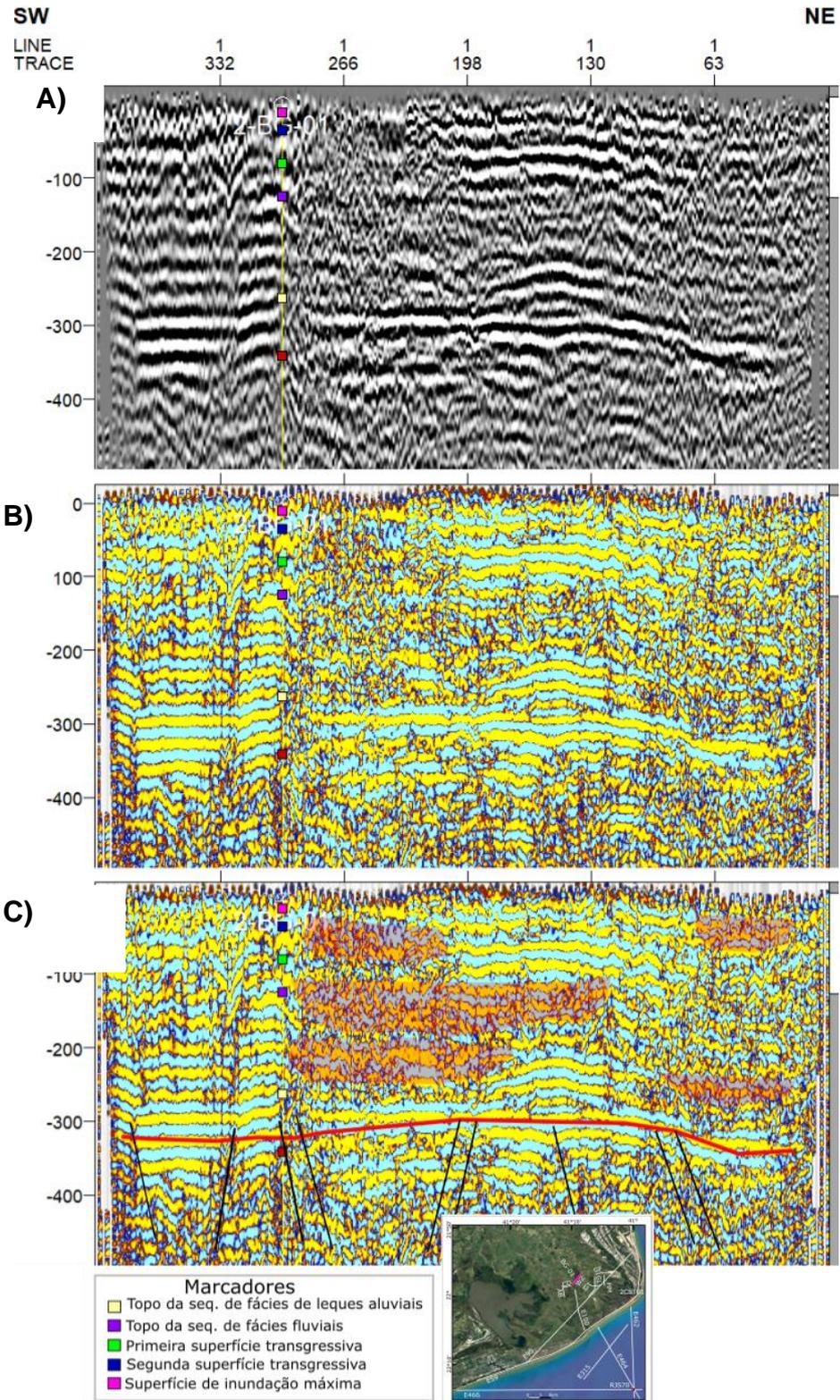
Anexo 5 – Linha sísmica E63.100 sob o atributo *Phase*, *Structural Smooth* e *Remove Bias*, de cima para baixo. As linhas em preto nos horizontes destacam as terminações dos refletores em relação aos respectivos planos de falha.



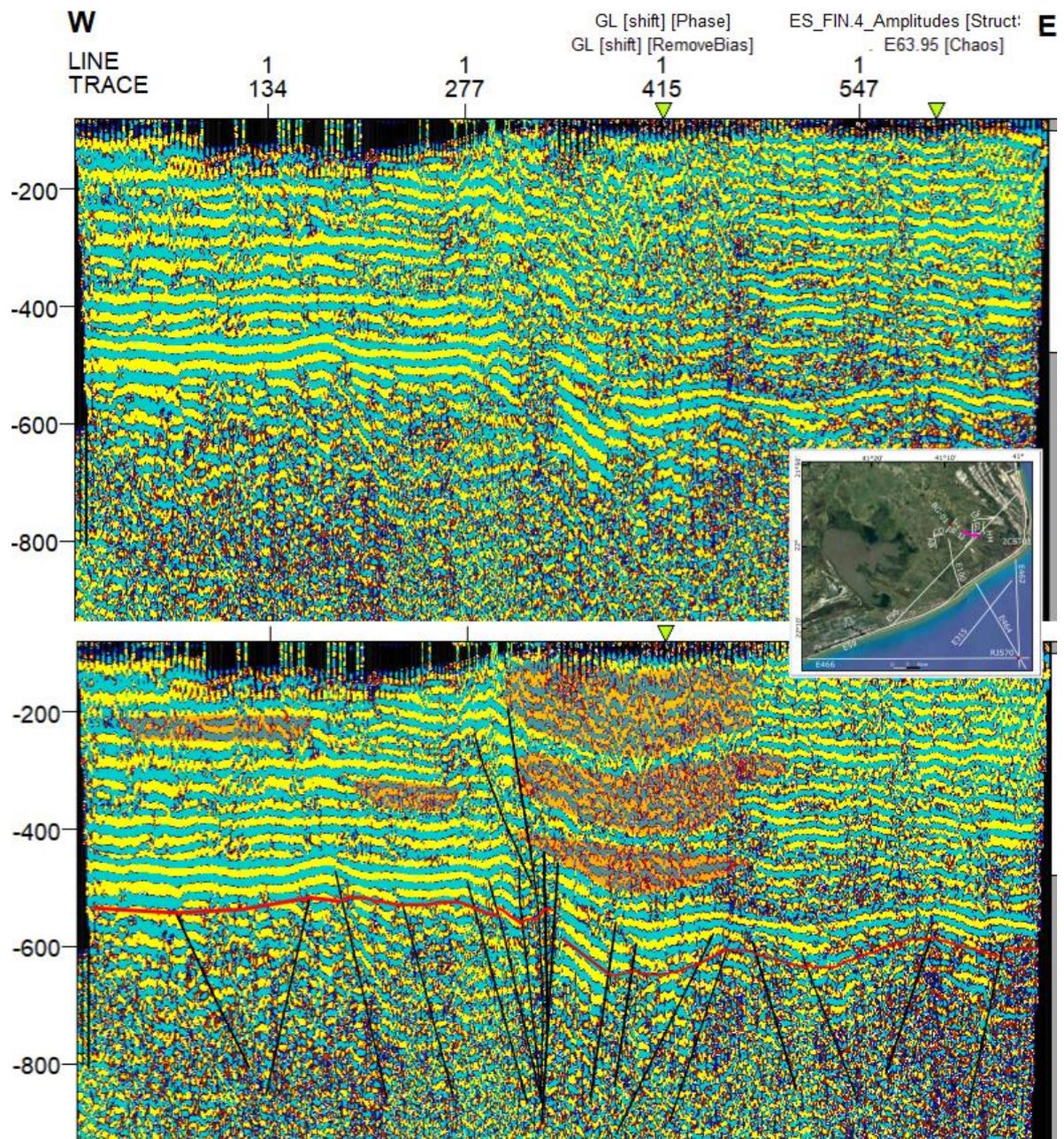
Anexo 6 - Seção sísmica E48.330 sob o filtro de amplitude. Acima somente as falhas interpretadas, e abaixo falhas e os respectivos horizontes de interesse interpretados.



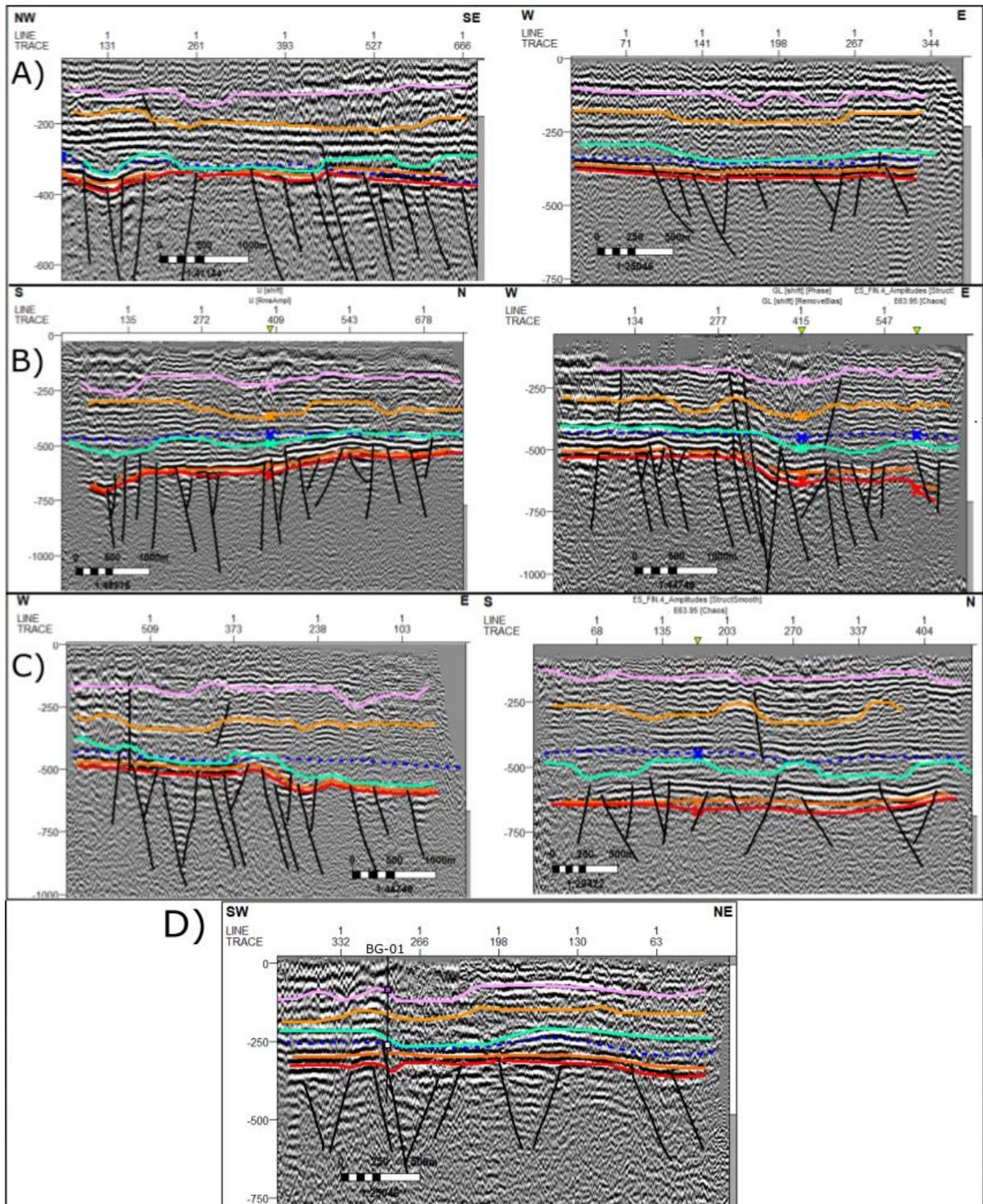
Anexo 7 – Seção sísmica E63.95 sob o filtro de amplitude. Acima a seção com as falhas interpretadas, e abaixo a seção com falhas e os horizontes de interesse interpretados.



Anexo 8 – A) Linha sísmica WZ em amplitude com o poço 2-BG-01 projetado e seus respectivos marcadores. B) Linha sísmica WZ sob o atributo *Remove Biass*. C) Linha sísmica EZ sob o atributo *Remove Biass* com os canais fluviais interpretados destacados em vermelho.



Anexo 9 – Linha sísmica IJ sob o atributo sísmico *Remove Bias* com as falhas e principais canais identificados destacados em vermelho.



Anexo 10 - Linhas A) AB e CD; B) IJ e GL; C) HM e GF; D) WZ, respectivamente, com as três gerações de incisão fluvial destacadas, definindo a base dos paleocanais. A linha WZ foi interpretada a partir de uma correlação com as linhas E63.100 e IJ. Em destaque os três níveis de canais fluviais correlacionáveis com as demais linhas sísmicas de alta resolução.