



Marina de Araujo Silva

Caracterização e Análise Estrutural do Campo de Tupi, Bacia de Santos

Trabalho Final de Curso
(Geologia)

Marina de Araujo Silva

Caracterização e Análise Estrutural do Campo de Tupi, Bacia de Santos

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador:

Prof. Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Coorientadores:

Pedro Henrique Guará Rocha Coelho

Carolina da Silva Ribeiro, *MSc*

Rio de Janeiro

Março de 2021

Marina de Araujo Silva

Caracterização e Análise Estrutural do Campo de Tupi, Bacia de Santos /
Marina de Araujo Silva -- Rio de Janeiro: UFRJ / IGEO, 2021.

xx, 000 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro,
Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2021.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida.

Coorientadores: Carolina da Silva Ribeiro, *MSc* e Pedro Henrique Guará
Rocha Coelho.

1. Geologia. 2. Setor da Graduação – Trabalho de Conclusão de Curso. I.
Leonardo Fonseca Borghi de Almeida. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro,
Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Caracterização e Análise
Estrutural do Campo de Tupi, Bacia de Santos.

Marina de Araujo Silva

Caracterização e Análise Estrutural do Campo de Tupi, Bacia de Santos

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador:

Prof. Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Coorientadores:

Pedro Henrique Guará Rocha Coelho

Carolina Silva Ribeiro, *MSc*

Aprovada em: 02.Junho.2021

Por:

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

Prof. Dr. André Ribeiro (UFRJ)

Prof. Dra. Natasha Santos Gomes Stanton (UERJ)

“A vida, em todas as manifestações, é uma sucessão de testes e exames a que são submetidos os aprendizes da evolução.”

- *Joanna de Ângelis*

Agradecimentos

Dedico esse agradecimento à todas e todos que de alguma forma já estiveram envolvidos na minha evolução como profissional e como pessoa. Especialmente à minha família, que nunca mediu esforços para me proporcionar o melhor estudo e foram sempre os grandes incentivadores da minha busca pela minha felicidade e sucesso.

Agradeço aos meus orientadores, Borghi, Pedro, Carol e Fernando pelas discussões, ensinamentos e incentivos. Em especial ao Pedro, pela paciência de me escutar falando interminavelmente, questionando constantemente e errando, e mesmo assim me ensinar, auxiliar e orientar com tanta dedicação.

Ao Lagesed e ao Projeto Pré-Sal pela oportunidade ímpar de desenvolver ciência e adquirir conhecimento, com agradecimentos especiais às atuais coordenadoras do projeto, Júlia e Michele, pelo carinho e palavras amigas que chegam para ser uma luz quando mais precisamos.

Agradeço também aos meus pais, Renata e Gilber, por sempre me apoiarem e guiarem em todas as minhas decisões, por incentivarem meus sonhos e investirem neles e por toda a orientação, aprendizado, carinho e apoio incondicional em cada esfera da minha vida. À minha irmã, Giovana, por ser a pessoa que me fala o que muitas vezes não quero ouvir, mas que preciso sem saber e cujas sessões de música em dupla fazem meu coração mais leve e minha vida mais fácil.

À Katinha, dona dos melhores abraços e risadas, que curam e resolvem qualquer problema.

Aos meus avós, Marly, Waldomiro, Céia e Walter, que sempre estiveram ao meu lado, torcendo pelas minhas conquistas e comemorando todos os meus sucessos.

E, por fim mas não menos importante, ao meu namorado, Victor, por toda a paciência, compreensão e carinho, por sempre me incentivar e me apoiar em cada degrau de cada jornada e por sempre me ajudar a colocar a geologia nas devidas caixinhas pra juntar toda ela novamente depois.

Meus mais sinceros agradecimentos e carinho a todos vocês!

*“Deus nos conceda, a cada dia, uma página de vida nova no livro do tempo.
Aquilo que colocarmos nela corre por nossa conta.”*

- Chico Xavier

Resumo

SILVA, Marina Araujo. **Caracterização e Análise Estrutural do Campo de Tupi, Bacia de Santos, Brasil**. 2021. xx, 000 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A Bacia de Santos se transformou no principal foco exploratório de petróleo na última década após as grandes descobertas no intervalo pré-sal em 2006. O campo de Tupi foi a primeira grande descoberta nesta área, e desde o início de sua produção se transformou no maior produtor de hidrocarbonetos do país, atingindo o patamar de 1.074 Mboe/dia (ANP - Dez 2019). Neste contexto, o entendimento da evolução tectônica deste campo é fundamental para uma melhor compreensão do controle estrutural e suas influências no sistema petrolífero da bacia. Diversas questões sobre os eventos tectônicos da bacia, que envolvem os depósitos do pré-sal, ainda são controversas na literatura, como o fim da fase sin-rifte, o início da fase *sag* (pós-rifte de Moreira *et al.*, 2007) e a redução da atividade tectônica nessa fase. Desta forma, este trabalho propõe a caracterização estrutural do Campo de Tupi na Bacia de Santos, com o intuito de compreender os diferentes regimes tectônicos presentes. O trabalho foi elaborado a partir da interpretação de dados de sísmica 3D *pós-stack* em tempo e perfis geofísicos de 13 poços. Através desses dados foi feita a amarração dos poços com a sísmica, o mapeamento das principais falhas e refletores sísmicos, a construção de um modelo de velocidade e a conversão dos dados em tempo para profundidade. Além disso, foram gerados mapas de contorno estrutural, de espessura, de falhas, e confeccionados estereogramas e diagramas de Roseta com base nas estruturas identificadas. A partir desses dados foi então possível separar os falhamentos observados no Campo de Tupi em dois grupos: baseados no mergulho e na relação temporal entre as falhas e as unidades afetadas. De acordo com seu mergulho podemos observar principalmente falhas normais mergulhando para oeste, concentradas preferencialmente na porção oeste do campo; e, com mergulho para leste, nas porções norte e leste do campo. Com relação a classificação temporal das falhas, foram discriminadas quatro diferentes categorias, sendo elas: 1) falhas mais antigas, restritas ao embasamento econômico, concentradas na porção sudoeste do campo, ocorrendo de forma menos expressiva e mais dispersa nas demais regiões; 2) falhas que se estendem até a seção Sin-Rifte, se propagando do embasamento até a Discordância Intra-Alagoas, concentradas principalmente na porção oeste; 3) falhas mais recentes, que cortam do embasamento até a base da sequência evaporítica (Fm. Ariri), ocorrendo por todo o campo; e 4) falhas restritas a região de Iracema, que se propagam das camadas do pré-sal até a base do sal, não seccionando o embasamento. Através dessa análise estrutural foi possível observar que as falhas apresentam padrões que se assemelham a estrutura de rampas de revezamento onde ocorreu o abandono de algumas falhas nas etapas iniciais de formação da bacia, enquanto outras prevaleceram, alcançando maiores extensões. Além disso, o campo apresenta estruturas condizentes com ambientes transtensivos possivelmente relacionados ao contexto estrutural da zona de transferência Iracema.

PALAVRAS-CHAVE: INTERPRETAÇÃO SÍSMICA, ANÁLISE ESTRUTURAL, FASE SIN-RIFTE.

Abstract

SILVA, Marina Araujo. **Structural Analysis and Characterization of the Tupi Field, Santos Basin, Brazil**. 2021. xx, 000 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Santos Basin became the main target for petroleum exploration in the last decade after the major discoveries in the Pre-Salt interval in 2006. The Tupi field was the first large discovery in this area. Since the start of the production, this field became the main hydrocarbon producer in the country, reaching 1.074 Mboe/d (ANP – Dec, 2019). In this context, the understanding of the tectonic evolution of this field is extremely relevant to develop a better understanding of the influence of the structural control in the basin's petroleum system. There are still many controversies on the tectonic events at the pre-salt level of this basin, spanning from the end of the Syn-Rift phase, the beginning of the Sag phase (Post-rift - Moreira *et al.* 2007) till the reduction of tectonic activity. Therefore, this work's proposal is to structurally characterize the Tupi Field in the Santos Basin aiming to get a better comprehension of the different tectonic regimes on the field. This work was conducted using 3D post-stack seismic data, interpretation in time and well-log information from 13 wells. Using these data, the following workflow was adopted: (1) seismic-to-well tie, (2) mapping of the main faults and seismic reflectors, (3) construction of a velocity model and (3) the conversion of seismic data from time to depth. Furthermore, structural contour depth maps, isopach maps, faulting maps, stereograms and Rosetta diagrams based on the identified structures were generated. From these data, the observed faults could be classified in two sets based on their dip direction, the temporal relation among different fault sets and the affected lithostratigraphic units. From dip, it was possible to observe that normal faults dipping west are concentrated on the west portion of the field and faults dipping east are concentrated northeastwards. Chronologically, it is possible to discriminate four different categories of faulting referring to the depositional sequences affected by those structures: 1) older faults, restricted to the economic basement occurring mainly in the southeast portion of the field and less common in the other regions; 2) faults extending through the Syn-rift section, propagating from the basement to the Intra-Alagoas Unconformity, observed mainly on the western portion of the field; 3) faults that cut the sequences from the basement to the base of the evaporitic unit (Ariri Formation) vastly occurring over the whole field; and 4) faults restricted to the Iracema region that occurs only from the pre-salt section to the salt sequence base. From this field's structural analysis, it was possible to observe that the faults display a pattern that resembles relay ramps structures, where some relays are abandoned in the beginning of the rifting stage while others continue growing, reaching larger extensions. Moreover, the mapping showed structures typically related to the structural context of the Iracema transfer zone.

KEYWORDS: SEISMIC INTERPRETATION, STRUCTURAL ANALYSIS, SYN-RIFTE PHASE.

Lista de Figuras

Figura 1 - Mapa de localização do campo de Tupi dentro do polígono do Pré-sal em vermelho.....	18
Figura 2 – Ilustração da janela de correlação de poço com os poços utilizados no trabalho.....	20
Figura 3 – Seções comparativas da sísmica em amplitude e a sísmica com aplicação do atributo Sweetness.....	21
Figura 4 - Comparativo entre o mapa com polígonos de falha, na direita, e o mapa com o atributo Dip-Azimute, na esquerda.....	22
Figura 5 - Seção geológica regional da Bacia de Santos, com destaque para a elevação do embasamento na região do Platô de São Paulo e a camada evaporítica Aptiana (em rosa claro). SHE – Alto Externo de Santos (Carminatti, 2008)	24
Figura 6 - Tabela estratigráfica comparando a nomenclatura utilizada com a classificação de Moreira et al. 2007 (modificada de Buckley et al., 2015)	25
Figura 7 - Mapa mostrando a localização da bacia de Santos e algumas das principais feições de seu arcabouço regional: Alto de Cabo Frio, Platô de São Paulo, Alto de Florianópolis e a Dorsal de São Paulo (Modificado de Garcia et al. 2012; retirado de Fernandez, 2017)	30
Figura 8 - Mapa estrutural da base do sal na região do Alto Externo da Bacia de Santos. Em contorno preto encontram-se as duas estruturas do Alto externo, representando em vermelho o Alto do Pão de Açúcar e mais a NE do mapa, o Alto de Tupi. (Retirado de Gomes, 2009)	32
Figura 9 - Seção sísmica regional ao longo do Alto Externo da Bacia de Santos mostrando os altos de Tupi e Pão de Açúcar.....	32
Figura 10 - Mapa indicando algumas das principais estruturas da Bacia. Convenções indicadas na figura 3 b): (1) cota batimétrica (m); (2) contato geológico ou limite do continente; (3) isópacas (km); (4) limite externo da zona de sal em subsuperfície; (5) zona de fratura ou falhamento, (6) falha	

normal; (7) alinhamento magmático; (8) dique do Cretáceo Inferior; (9) dique do Permo-Triássico a Jurássico Inferior; (10) orientação das estruturas no embasamento; (11) bacia sedimentar; (12) rochas ígneas terciárias; (13) rochas alcalinas e álcali-cálcicas; (14) basalto do Cretáceo Inferior na região costeira sul-sudeste, em subsuperfície; (15) basalto do Cretáceo Inferior no Banco de Abrolhos, em subsuperfície; (16) basaltos na Bacia do Paraná. Mapa compilado de Almeida (1986), Almeida (1991), Almeida et al. (1986), Almeida et al. (1988), Alves (1981), Asmus & Guazzelli (1981), Carneiro et al. (1988), Carvalho & Francisconi (1981), Gorini (1981), Riccomini et al (1987). Retirado de Almeida et al. 1996.....34

Figura 11 - Modelo representando a aquisição sísmica (Gerhardt 1998)36

Figura 12 - Padrões de terminações de refletores sísmicos e os limites de sequências deposicionais. Modificado de Catuneanu, 2002 e Mitchum Jr. et al., 1997a.....39

Figura 13 - Comparação entre os modelos de rifteamento. (A) Cisalhamento puro; (B) Cisalhamento simples e (C) Detachment. (Doglioni, 2008)45

Figura 14 - Estruturas associadas a falhas recorrentes: (A) estrutura-em-flor positiva; (B) estrutura-em-flor negativa; (C) inversão do rejeito com a profundidade; (D) correlações estratigráficas complexas através da falha; (E) mudanças laterais abruptas de fácies sísmicas e (F) mudanças laterais de espessura em intervalos (Zalán 1986a e 1986b)47

Figura 15 - Esquemas de cortes transversais em falhas transcorrentes N-S, ilustrando os comportamentos resultantes do efeito golfinho: (A) mudança de falha normal para reversa e bloco alto permanecendo no mesmo lado; (B) caráter da falha permanece (se mantém normal) e o bloco alto muda de lado; e (C) geometria irregular com mudança de falha normal para reversa, e vice-versa e o bloco alto mudando constantemente de lado, assim como a direção e ângulo de mergulho do plano de falha (Zalán 1986a e 1986b)48

Figura 16 – (A) Bloco-diagrama ilustrando falha *relay ramp*, comum em zonas de transferência (Morley et al. 1990. Modificado de Caldeira, 2018)49

Figura 17 - Classificação de zonas de transferência sistemas distensionais. (Modificado de Faulds & Varga, 1998; adaptado de Caldeira, 2018)	49
Figura 18 - Mapas de anomalia gravimétrica da Bacia de Santos localizando os sistemas de lineamentos Cruzeiro do Sul e Capricórnio, destacados em azul claro dentro dos círculos tracejados, em relação a algumas das principais estruturas e zonas de transferência da bacia (Modificado de Moulin, 2012)	50
Figura 19 - Mapa regional da Bacia de Santos evidenciando a Zona de Transferência Iracema (IR) e o “S” de Santos. (Figura retirada de Magnavita, L., 19 de Março de 2021, GIECAR. Disponível em: https://www.youtube.com/watch?v=gLY9Ernt7zE)	51
Figura 1 – Diagrama esquemático mostrando a evolução de rampas de revezamento (<i>relay ramps</i> . Tirado de Çiftçi et al. 2007)	52
Figura 21 - Visão em mapa e diagrama mostrando a formação de um sistema de falhas <i>strike-slip</i> em ambiente (1) compressivo e (2) extensional, com a formação de estruturas em flor positiva (1C) e negativa (2C). Retirado de Twiss & Moores, 1992	54
Figura 22 - Mapa regional com a localização dos poços utilizados e das seções apresentadas no trabalho.....	56
Figura 23 - Seção sísmica CC’ das falhas interpretadas com auxílio do atributo Sweetness.....	57
Figura 24 - Seção sísmica CC’ das falhas interpretadas em amplitude.....	57
Figura 25 - Padrão de estrutura em flor encontrado em seção arbitrária na porção NE do campo....	58
Figura 26 - Mapa com o atributo <i>Dip</i> Azimute das falhas mapeadas, diferenciadas quanto ao mergulho e orientação. Legenda: falhas com caimento para oeste (verde) e falhas com caimento para leste (azul). A seta em preto evidencia a mudança de direção dos falhamentos que ocorre na porção NNW.....	59

Figura 27 - Seção sísmica CC' indicando as diferentes orientações das falhas mapeadas na área de estudo, sendo possível observar um estilo estrutural em dominó	59
Figura 28 - O estereograma evidencia as duas concentrações de polos de falhas: (a) Mergulho para leste, a oeste do estereograma; e (b) Mergulho para oeste, a leste do estereograma. O Diagrama de Roseta indica as principais direções de falhas, com alta concentração de falhas com <i>trend</i> NE-SW, representados pelas rosetas maiores e, secundariamente, <i>trends</i> NW-SE, representados pelas rosetas menores. O trend principal no campo N15-30E/S15-30W. As figuras (a) e (b) evidenciam em mapa os dados interpretados através dos diagramas.....	60
Figura 29 - Representação de dois dos poços que alcançam a Fm. Camboriú e suas respectivas curvas de Log, com o topo da Formação em destaque na cor vermelha.....	62
Figura 30 - Seção sísmica CC', mapeada em amplitude, com as falhas interpretadas, e apresentando o topo do embasamento cristalino (representado pela linha vermelha)	63
Figura 31 - Seção sísmica CC' com o atributo Sweetness e o Topo do Embasamento Cristalino representado pela linha vermelha.....	64
Figura 2 - Representação de dois dos poços que alcançam a Fm. Barra Velha e suas respectivas curvas de Log, com o topo da Formação em destaque na cor azul	66
Figura 3 – Seção sísmica CC' interpretada com dois dos horizontes mapeados, com destaque para o Topo da Formação Barra Velha, cujo horizonte é representado pela linha azul.....	67
Figura 34 - Representação de um dos poços, onde podemos observar a não continuidade da curva de Log até o topo da superfície.....	69
Figura 35 - Seção sísmica CC' interpretada com os três horizontes mapeados, com destaque para o Topo da Formação Ariri, cujo horizonte é representado pela linha rosa.....	70

Figura 36 - Seção sísmica CC' mostrando as falhas e os horizontes mapeados no trabalho, sem a classificação das falhas em cores diferentes. Os marcadores do poço apresentado são referentes à: Formação Camboriú (vermelho); Formação Piçarras (laranja); Formação Itapema (verde); Discordância intra-Alagoas (azul claro) e à Formação Barra Velha (azul escuro)72

Figura 37 - Seção sísmica AA' mostrando a porção a extremo norte do campo, na região de Iracema, onde podemos observar falhamentos vermelhos ocorrendo de modo expressivo ao longo da seção, falhas azuis ocorrendo de modo disperso e pouco representativo e falhamentos em verde concentrados a NNW entre os horizontes do embasamento cristalino e topo da Formação Barra Velha. Em azul, falhas que seccionam as fases Sin-Rifte e Sag; em vermelho, falhas que se estendem até a base do sal e em verde, falhas que seccionam somente as camadas do pré-sal.....73

Figura 38 – Seção sísmica BB' mostrando a porção norte do campo, onde podemos observar a ocorrência pouco expressiva de falhamentos de cor preta, falhas de cor azul e vermelha ocorrendo de forma dispersa ao longo da seção e que já não ocorrem as falhas classificadas em verde nessa região. Legenda: em preto, falhas que se restringem ao embasamento; em azul, falhas que seccionam as fases Sin-Rifte e Sag e em vermelho, falhas que se estendem até a base do sal.....74

Figura 39 - Seção sísmica CC' mostrando a porção central do campo, onde podemos observar a ocorrência de falhas na cor preta ao longo de outras porções do campo, falhas vermelhas ocorrendo de forma mais dispersa e falhas azuis ocorrendo de forma pouco representativa. Legenda: em preto, falhas que se restringem ao embasamento; em azul, falhas que seccionam as fases Sin-Rifte e Sag e em vermelho, falhas que se estendem até a base do sal75

Figura 40 - Seção sísmica DD' mostrando a porção sul do campo, onde é possível observar uma concentração e predominância das falhas em preto a SW e uma maior ocorrência das falhas azuis. Legenda: em preto, falhas que se restringem ao embasamento; em azul, falhas que seccionam as fases Sin-Rifte e Sag e em vermelho, falhas que se estendem até a base do sal.....76

Figura 41 - Visão em mapa das principais falhas do campo com ênfase na extensão das mesmas em relação ao embasamento e as camadas sotopostas a ele. Na cor preta, as falhas restritas ao

embasamento; em azul as que cortam as seções Sin-Rifte e Sag e em vermelho as falhas que se estendem até o sal.....	77
Figura 42 - Mapa Estrutural do topo do Embasamento Econômico em profundidade. Regiões descontínuas em preto representam as falhas que cortam a superfície	78
Figura 43 - Mapa Estrutural 3D do topo do Embasamento Econômico em profundidade. O rejeito das falhas é representado pelas regiões marcadas em preto e vermelho, bem evidentes na porção leste do campo	79
Figura 44 - Mapa Estrutural 3D do topo do Embasamento Econômico em profundidade com as falhas nas cores referentes à classificação quanto a extensão.....	79
Figura 45 - Mapa Estrutural do topo da Formação Barra Velha em profundidade.....	80
Figura 46 - (A) Mapa de espessura do intervalo Pré-sal em profundidade; (B) Mapa da superfície do embasamento; e (C) Sobreposição do mapa de espessura do intervalo Pré-sal com o mapa de contorno estrutural da Formação Camboriú.....	81
Figura 47 - Mapa Estrutural do topo da Formação Ariri em profundidade.....	82
Figura 48 - Mapa 3D do topo da Formação Camboriú (embasamento econômico) mostrando os quatro grupos de falha.....	86
Figura 49 - Aproximação da superfície 3D do embasamento econômico evidenciando a segmentação e descontinuidade das falhas mapeadas.....	87
Figura 50 - Mapa 3D da superfície do embasamento evidenciando os rejeitos dos diferentes grupos de falhas mapeados.....	87
Figura 51 - Mapa apresentando os polígonos das falhas que cortam a superfície do embasamento....	88
Figura 52 - Mapa apresentando as falhas que cortam a superfície do topo da Formação Barra Velha.	89

Figura 53 - Mapa de um corte horizontal da superfície da Formação Barra Velha (base do sal) que mostra o ponto em que o embasamento entra em contato direto com a sequência evaporítica e a ausência de sedimentos do pré-sal nessas regiões de alto estrutural.....90

Figura 54 - Seção sísmica CC' aproximada onde é possível observar os blocos rotacionados e as terminações em truncamento erosivo dos refletores das sequencias sedimentares do pré-sal contra a base do sal.....91

Figura 55 - Seção sísmica DD' aproximada evidenciando a região onde o embasamento entra em contato direto com a sequência evaporítica.....92

Sumário

Agradecimentos	7
<i>Resumo</i>	9
<i>Abstract</i>	10
Lista de figuras	11
1 INTRODUÇÃO	15
2 OBJETIVOS	17
3 LOCALIZAÇÃO.....	18
4 MATERIAS E MÉTODOS.....	19
5 GEOLOGIA REGIONAL.....	23
5.1 Bacia de Santos.....	23
5.2 Evolução Tectonoestratigráfica do intervalo Pré-Sal.....	24
5.3 Arcabouço Estrutural.....	29
6 REVISÃO CONCEITUAL.....	35
6.1 Sísmica de Reflexão.....	35
6.2 Sismoestratigrafia.....	37
6.3 Seção sedimentar Rife	42
6.4 Formação de falhamentos.....	45
7 RESULTADOS.....	55
7.1 Identificação e classificação das falhas.....	56
7.2 Identificação dos horizontes sísmicos.....	61
7.3 Análise estrutural.....	77
8 DISCUSSÕES.....	83
8.1 Caracterização estrutural das falhas.....	83
8.2 Evolução temporal do sistema de falhas.....	84
8.3 Correlação das superfícies.....	88
9 CONCLUSÕES.....	93
10 BIBLIOGRAFIA	96

1 INTRODUÇÃO

Desde a gigante descoberta do Campo de Tupi em 2006, que a Bacia de Santos se transformou no principal foco exploratório no Brasil. O grande potencial petrolífero do intervalo do pré-sal nas bacias marginais brasileiras abriu uma nova fronteira exploratória e despertou renovado interesse principalmente nas bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. Nos últimos anos, a produção total de hidrocarbonetos do intervalo pré-sal já é maior do que a produção dos clássicos reservatórios turbidíticos do pós-sal e das bacias terrestres somados. Em janeiro de 2020, a produção do pré-sal foi de 2,682 Mboe/d (milhões de barris de óleo equivalente por dia), representando 66,37% de toda a produção nacional (ANP, 2020). O campo de Tupi, originalmente denominado de Lula, segue como o principal produtor da bacia, e em janeiro de 2020 obteve uma produção de 1,052 Mboe/d (ANP, 2020). Devido a estes números, o intervalo pré-sal das bacias sedimentares *offshore* da margem leste brasileira têm sido foco de intensos investimentos e estudos, objetivando uma melhor compreensão não somente dos mecanismos tectono-sedimentares formadores da bacia, como também sua influência no sistema petrolífero.

Apesar da grande quantidade de estudos acerca do assunto, ainda existem lacunas no conhecimento relacionado a redução da atividade tectônica ao longo da evolução da fase *Sag*, no processo de abertura da bacia, assim como o momento em que se dá o fim da fase Sin-Rifte e o início da fase *Sag*, de forma que a mesma ainda é discutida de maneira bastante controversa na literatura.

Muitos autores descrevem os mecanismos de criação de espaço de acomodação da fase Sin-Rifte superior (ou Pós-Rifte de Moreira *et al.*, 2007) da Bacia de Santos como sendo a subsidência termal, enquanto a fase Sin-Rifte inferior (fase Rifte de Moreira *et al.*, 2007) se caracteriza pela subsidência mecânica como principal mecanismo, ocorrendo principalmente através de falhamentos normais. Porém, recentes estudos como o de Wright

& Barnett (2017) discutem sobre a presença de falhas normais cortando os estratos da fase Sin-Rifte superior e a ação dessas no sistema. Essas falhas também são observadas no presente trabalho. Dessa forma, ainda há uma falta de entendimento quanto à gênese dessas falhas, normalmente associadas à reativação ocorrida durante a fase Sin-Rifte inferior. Torna-se necessário, portanto, uma melhor compreensão da ação desses falhamentos não somente na fase Sin-Rifte superior como também na Sin-Rifte inferior e da relação entre elas.

A compreensão da evolução das sequências estratigráficas e os regimes estruturais são fundamentais para um melhor entendimento da distribuição das fácies do campo e sua influência no contexto geral da bacia. Portanto, este trabalho visa, através da interpretação de dados geológicos e geofísicos de poços e de sísmica, adquiridos através da Agência Nacional de Petróleo, contribuir para o entendimento da evolução tectono-estratigráfica na área do campo de Tupi na Bacia de Santos, com foco nos estágios de subsidência mecânica e termal.

2 OBJETIVOS

Este trabalho tem por objetivo principal a caracterização estrutural da seção pré-sal do campo de Tupi na Bacia de Santos, através da classificação de falhas, e sua distinção temporal em relação as unidades estratigráficas afetadas. Busca-se, portanto, a partir da análise dos dados gerados, se estabelecer uma compreensão dos diferentes regimes tectônicos presentes no campo.

3 LOCALIZAÇÃO

O campo de Tupi está localizado no polígono do pré-sal, na porção central da Bacia de Santos, a 230 km da costa do município do Rio de Janeiro, na margem continental sudeste do território brasileiro (Figura 1). É oriundo do bloco exploratório BM-S-11 e ocupa uma área de 1.523,22 km², em lâmina d'água de aproximadamente 2.200 m de profundidade (ANP, 2018). Foi descoberto pela Petrobras em 2006, com a perfuração do poço 1-BRSA-369A-RJS e teve sua produção iniciada em 2010.

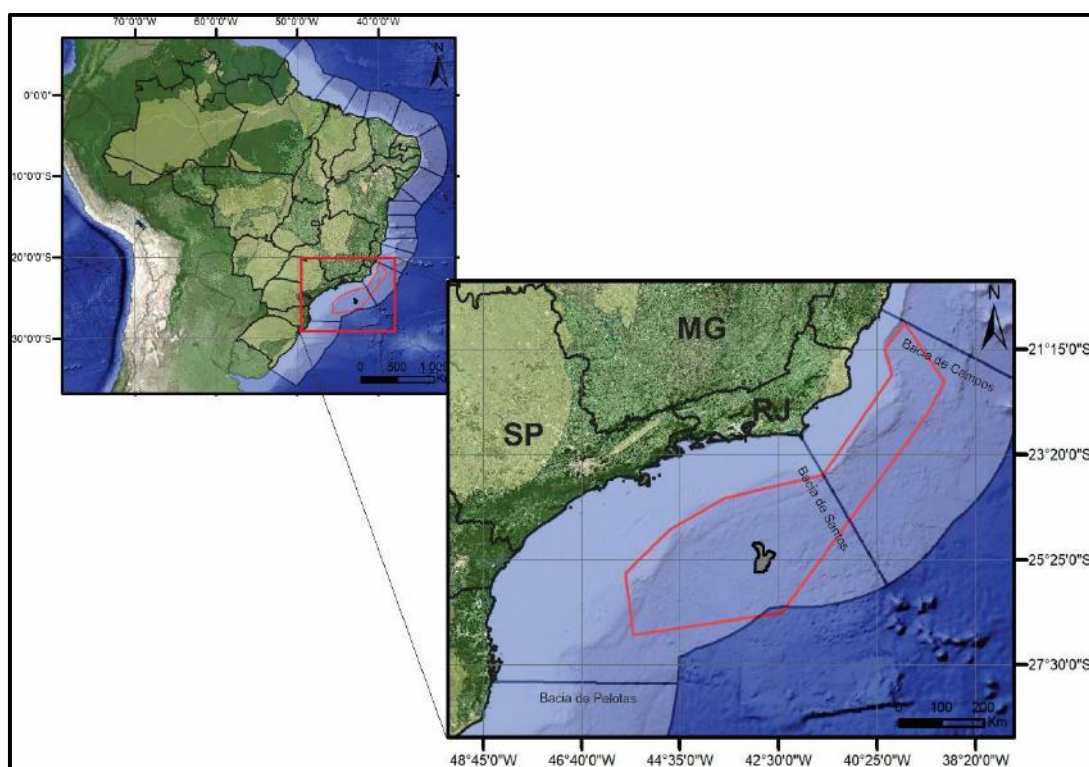


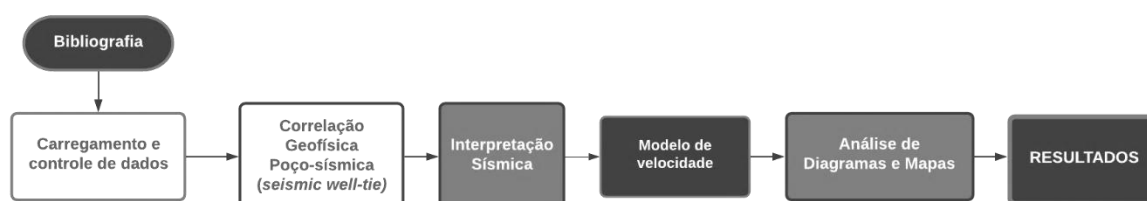
Figura 1 - Mapa de localização do campo de Tupi dentro do polígono do Pré-sal em vermelho.

A Bacia de Santos, em que está localizado, cobre uma área de aproximadamente 350.000 km² e é delimitada a norte pelo Alto de Cabo Frio que a separa da Bacia de Campos, e a sul pela Zona de Fratura Florianópolis separando-a da Bacia de Pelotas (Moreira *et al.*, 2007).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

O cubo sísmico e os dados de poços utilizados no presente trabalho são de domínio público, disponibilizados pela ANP, através de seu Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP), para fins acadêmicos.

Neste trabalho foram utilizados 13 poços, com seus respectivos perfis geofísicos (DT, RHOB, GR) e um cubo sísmico 3D, em tempo, de 3.300 km², referente à área do Campo de Tupi, na porção central da Bacia de Santos. A presente pesquisa foi desenvolvida considerando as seguintes etapas:



1) Pesquisa bibliográfica: Levantamento de bibliografias referentes à área de interesse e aos principais tópicos abordados no trabalho, objetivando compreender os diferentes regimes estruturais presentes no campo para a posterior caracterização estrutural e acerca do contexto geológico da bacia e conceitos de sísmica de reflexão, petrofísica e dados de poços.

2) Carregamento e controle de qualidade dos dados dos perfis geofísicos de poços: Para esta etapa, os dados fornecidos pela ANP, em arquivos digitais de formato .dlis, foram carregados no *software* de interpretação petrofísica TechLog¹ onde foram realizadas

¹ TechLog 64 2017.2 TMSchlumberger

o controle de qualidade dos perfis de interesse (raios gama - GR, resistividade rasa/média/profunda – RT10/RT30/RT90, sônico - DT, densidade - RHOB, porosidade neutrão - NPHI e *caliper*). Foi necessário a edição de alguns dos poços, à medida que os mesmos apresentaram curvas incompletas, discrepantes ou com problemas de profundidade, sendo necessário efetuar a ajuste de profundidade, união de trechos de curvas e eliminação de trechos com leituras incoerentes. Feito isto, as curvas foram importadas para o *software* de interpretação sísmica Petrel² no formato *.las 3.0*.

4) Correlação geofísica poço - sísmica (*seismic-well tie*): “amarração” dos 13 poços com o dado sísmico permitindo posicionar, com razoável precisão, as informações adquiridas nos poços em relação à sísmica, como os dados de unidades litoestratigráficas de interesse (Fundo do mar, topo do sal, base do sal e topo da Formação Camboriú). Durante esse processo foram utilizadas as curvas RHOB e DTC para gerar o coeficiente de reflexão e então fazer a convolução com a *wavelet* do tipo *ricker* de 21Hz de frequência.

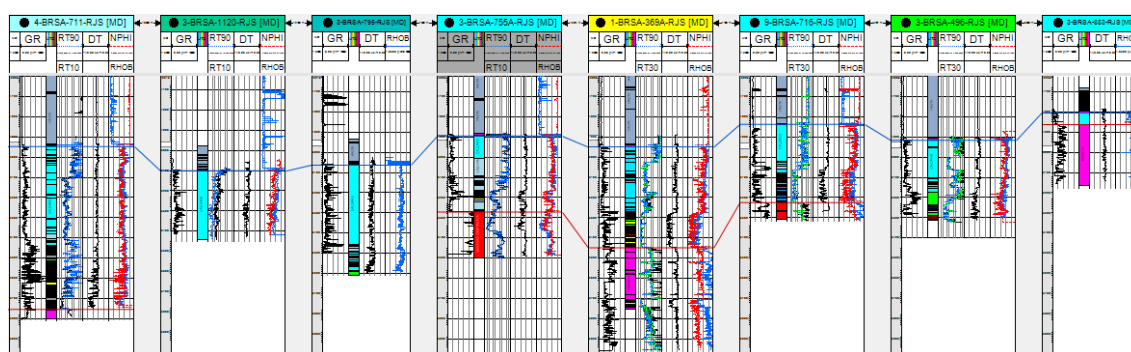


Figura 2 – Ilustração da janela de correlação de poço com os poços utilizados no trabalho.

3) Interpretação dos dados de sísmica e poços: realizada inicialmente no *software* de interpretação sísmica DecisionSpace Geosciences³ e então finalizado no *software* Petrel

² Petrel 2017™ Schlumberger

³ DecisionSpace Geosciences³® Halliburton versão 10ep4.04

2017 TMSchlumberger. O projeto sísmico criado foi georreferenciado utilizando-se o *datum* geográfico SIRGAS 2000 22S e *datum* topográfico o nível do mar. Para isso, foi carregado no projeto o cubo sísmico 3D em formato *SEG-Y* e os poços com suas respectivas trajetórias e perfis geofísicos. Em um segundo momento foram importadas as curvas dos perfis geofísicos anteriormente editadas no TechLog e construídos os perfis de litologia e os *well-tops* (tabela com os topos de unidades litoestratigráficas) para cada poço.

A partir disso, foram mapeadas as falhas e os horizontes sísmicos de interesse neste estudo. Os horizontes abordados nesse trabalho foram mapeados em intervalos de 32 *inlines* (600 m) e consistem em: fundo do mar, topo da Fm. Ariri (topo do sal), topo da Fm. Barra Velha (base do sal) e o topo da Fm. Camboriú (topo do embasamento econômico), adotados conforme os perfis compostos dos poços. A partir do mapeamento sísmico dos horizontes de interesse foram gerados mapas estruturais de superfície.

Para auxiliar na interpretação foi utilizado o atributo *Sweetness* (Figura 3) no *software* Petrel que ressalta as regiões onde os altos contrastes de impedância são interrompidos, evidenciando as regiões falhadas e o relevo do embasamento. Além desse, foi utilizado também o atributo *Dip-Azimuth* (Figura 4) que evidencia os diferentes mergulhos observados nas falhas mapeadas.

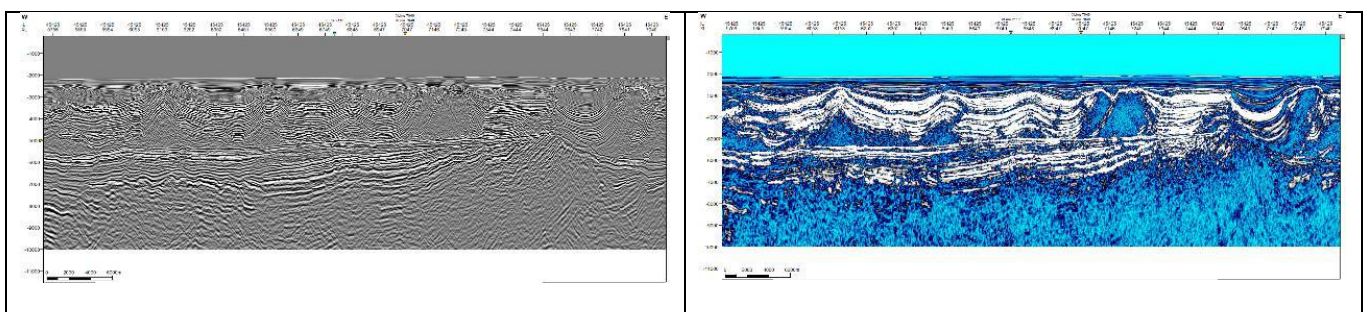


Figura 3 - Seções comparativas da sísmica em amplitude (à esquerda) e a sísmica com aplicação do atributo *Sweetness* (à direita).

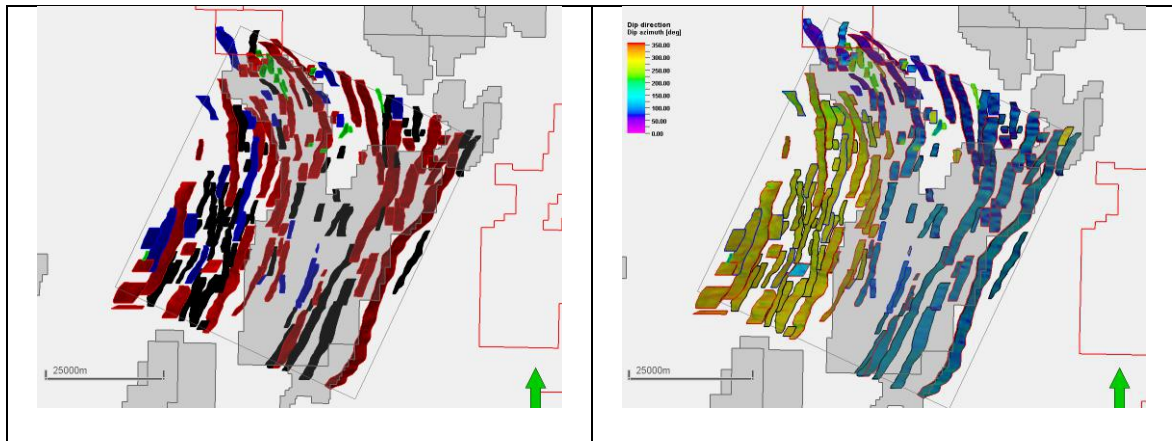


Figura 4 – Comparativo entre o mapa com polígonos de falha, na esquerda, e o mapa com o atributo Dip-Azimuth, na direita.

4) Modelo de velocidade: Conversão do dado sísmico e das interpretações do domínio de tempo para o domínio de profundidade através do modelo de velocidade. Com a sísmica em profundidade foi possível analisar, portanto, a espessura e profundidade dos intervalos sísmicos correlacionáveis as unidades estratigráficas da bacia, permitindo uma interpretação de maior acurácia geológica da área de estudo.

5) Análise de Diagramas e Mapas: Geração de diagrama de roseta e estereograma a partir das falhas mapeadas na área de estudo. As falhas interpretadas foram modeladas no processo *Structural Framework* do software Petrel 2017 TMSchlumberger e, então, com a ferramenta *Geometric Analysis > Dip/Dip Direction* foram extraídos os valores de *Dip direction*.

A partir disso, as falhas foram agrupadas com base em características semelhantes, tendo como critérios a atitude das falhas observada em mapa e nos diagramas produzidos e a extensão estratigráfica das mesmas observada na sísmica, objetivando discriminar e classificar essas falhas de forma a produzir como resultado uma caracterização estrutural do campo.

5 GEOLOGIA REGIONAL

5.1 Bacia de Santos

A Bacia de Santos se formou, há cerca de 130 M.a., com a abertura do mega continente Gondwana, inicialmente através do processo de rifteamento, evoluindo para uma bacia de margem continental passiva (Mohriak *et al.*, 1995). Acompanhado à abertura, ocorreram derrames volumosos de basaltos toleíticos, com registros encontrados na Bacia do Paraná e nas bacias da margem costeira, Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo, em ordem decrescente de ocorrência (Mohriak *et al.*, 1995).

O embasamento cristalino da Bacia de Santos é caracterizado por granitos e gnaisses pré-cambrianos do Complexo Costeiro e rochas metassedimentares da Faixa Ribeira (Moreira *et al.*, 2007). Esse cinturão orogênico foi formado durante o Neoproterozóico-Cambriano como resultado da colisão do paleocontinente Congo-São Francisco com a porção noroeste do Cráton de Angola (Heilbron *et al.*, 2008). O embasamento econômico é definido pelos basaltos toleíticos da Formação Camboriú, que ocorrem sobre o embasamento cristalino pré-Cambriano.

O preenchimento sedimentar da bacia (Figura 5) consiste, na base, pelos conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos continentais da Formação Piçarras; sobrepostos a esses, arenitos, folhelhos escuros e coquinas da Formação Itapema, depositados nas primeiras incursões marinhas na bacia; seguidos então pelos depósitos carbonáticos de lagos continentais alcalinos rasos da Formação Barra Velha. Segue-se então a sessão evaporítica fortemente estratificada da Formação Ariri, composta por halita, anidrita e outros sais complexos como taquidrita, carnalita e, localmente, silvinita. Por fim, ocorrem os grupos Camburi, Frade e Itamambuca, de idade albiana, representados por sedimentos siliciclásticos

e carbonáticos de águas rasas, com margas, folhelhos, conglomerados, siltitos, diamictitos e arenitos turbidíticos nas porções mais profundas da bacia (Moreira *et al.*, 2007).

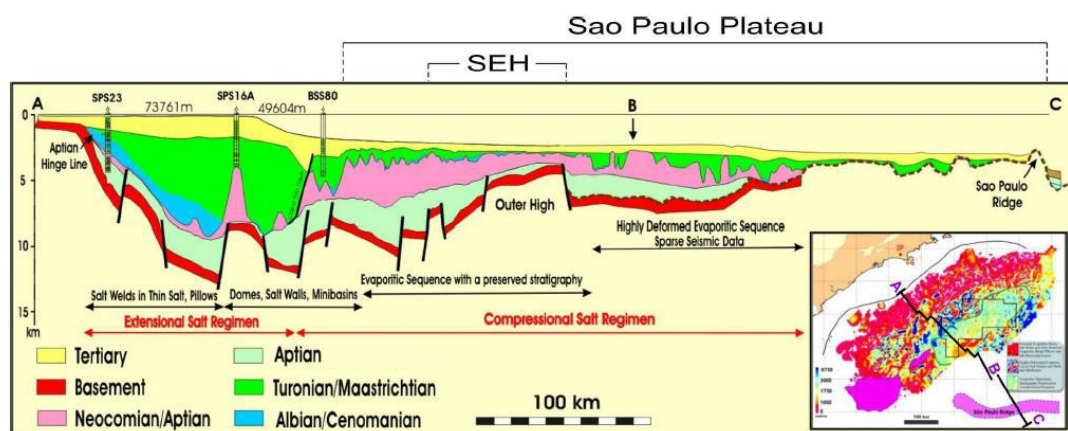


Figura 5 - Seção geológica regional da Bacia de Santos com destaque para a elevação do embasamento na região do Platô de São Paulo e a camada evaporítica aptiana (em rosa claro). SHE – Alto Externo de Santos (Carminatti, 2008).

5.2 Evolução tectono-estratigráfica do intervalo Pré-sal

Neste trabalho será adotada uma nomenclatura alternativa, proposta em alguns artigos mais recentes, como Buckley *et al.*, 2015, que sugerem uma nova divisão das fases tectônicas ao longo do desenvolvimento da bacia. Segundo Buckley *et al.* (2015), Carlotto *et al.* (2017), Gomes *et al.* (2009), Wright & Barnett (2015) e Wright *et al.* (2016, 2018 e 2019) a evolução tectônica da bacia ocorreu durante quatro estágios (Figura 6), sendo eles: Fase Sin-Rifte inferior, que engloba os depósitos da Formação Piçarras até a Discordância Pré-Alagoas (DPA de Moreira *et al.*, 2007), que marca o topo da Formação Itapema; Fase Sin-Rifte Superior, que envolve a parte inferior dos depósitos da Formação Barra Velha, e a Discordância Intra-Alagoas (DIA de Moreira *et al.*, 2007) ; a *Fase Sag*, formada pelos calcários da parte superior da Formação Barra Velha sobrepostos pelo espesso pacote evaporítico da Formação Ariri e Fase Drifte, formada pelos depósitos pós-sal, envolvendo os grupos Camburi, Frade e Itamambuca.

Sistema	Estágio	Discordâncias	Formação	Evolução da Bacia (Buckley, et al. 2015)	Evolução da Bacia (Moreira, et al. 2007)	
Cretáceo (parte)	Albiano (parte)		Unidades Pós-Sal	Drifte	Drifte	
	Aptiano	Alagoas	Ariiri	Sag	Pós-Rifte	
			Barra Velha			Sin-Rifte Superior
			Intra-Alagoas			
			Pré-Alagoas			
	Barremiano	Jiquiá	Itapema	Sin-Rifte Inferior	Rifte	
		Baracica	Piçarras			
	Hauteriviano	Aratu	Topo do Basalto	Camboriú		
	Valanginiano	Rio da Serra		Embasamento Cristalino		
	Berriassiano					

Figura 6 - Tabela estratigráfica comparando a nomenclatura de Buckley et al., 2015 utilizada no trabalho com a classificação tradicional de Moreira et al., 2007 (tabela modificada de Buckley et al., 2015).

No que se refere a evolução de uma bacia do tipo rifte, como as bacias da margem leste brasileira, a tectônica é a principal variável controladora da disposição espacial e da evolução temporal de sistemas e eventos deposicionais.

A seção sin-rifte cretácea da Bacia de Santos é considerada seu principal intervalo gerador de hidrocarbonetos e seu regime estrutural condicionou a formação de trapas e rotas de migração de fundamental importância para o sucesso do sistema petrolífero do pré-sal desta bacia.

Discordâncias limitam a base e o topo da seção sin-rifte, separando-a dos estratos anteriores e posteriores ao processo de rifteamento. A Discordância Sin-Rifte (Discordância Pré-Alagoas) marca o início de uma fase de rifteamento e, igualmente, desenvolve-se uma discordância no fim desta fase denominada Discordância Pós-Rifte (Discordância Intra-Alagoas). Na porção inferior neocomiana da Bacia de Santos, bem como das bacias de Campos e Pelotas, é possível observar ocorrências de rochas vulcânicas correspondentes aos

derrames basálticos toleíticos relacionados à pluma Paraná-Etendeka e que compreendem o registro sedimentar depositado entre o Hauteriviano e o início do Aptiano, referentes à Formação Camboriú (Moreira *et al.*, 2007).

Ao longo do desenvolvimento do rifte (Seção Sin-Rifte) ocorre o aumento da intensidade da atividade tectônica da bacia resultando em alta taxa de geração de espaço de acomodação e resultando em falhas normais e a geração de *horsts*, *grabens* e *hemi-grabens* com a rotação de blocos a partir da reativação de falhas no embasamento Pré-Cambriano (Kuchle e Scherer, 2010). A seção ***Sin-Rifte***, neste contexto, é cronocorrelata às formações Piçarras e Itapema, em sua porção inferior e da Formação Barra Velha, em sua porção superior.

Apesar de considerada por Moreira *et al.*, 2007 como parte da Sequência Pós-Rifte, os autores citados, que propuseram a nomenclatura utilizada no trabalho, classificam a Formação Barra Velha como ainda pertencente ao intervalo rifte devido a presença de falhamentos que sugerem que esta foi afetada pelo tectonismo do processo de rifteamento, demonstrando que a subsidência mecânica ainda era de grande relevância no período de formação dos estratos desse intervalo estratigráfico.

A base da seção Sin-Rifte é marcada por um truncamento erosivo regional - Discordância Sin-Rifte - entre o embasamento e a base da Formação Piçarras. Essa formação teve sua deposição iniciada no Barremiano e encontra-se entre os basaltos da Formação Camboriú e a Formação Itapema. Litologicamente, seu registro mostra deposição em ambiente de leques aluviais, comuns no período de desenvolvimento inicial e intermediário de bacias do tipo rifte, composto por conglomerados e arenitos polimíticos em porções mais proximais, e siltitos e folhelhos nas porções mais distais. (Moreira *et al.*, 2007). É composta por conglomerados e arenitos polimíticos em porções mais proximais, devido ao soerguimento da *footwall do hemi-graben*, e siltitos e folhelhos nas porções mais distais e

central da bacia (Kuchle e Scherer, 2010). Segundo Caldeira (2018), esta unidade apresenta sismofácies divergente, em forma de cunha, sendo representativa da máxima intensidade da formação de *hemi-grabens*.

A Formação Itapema, teve seus sedimentos depositados do Neobarremiano ao Eoaptiano, tendo seu limite inferior dado pela Formação Piçarras e o limite superior dado pela discordância pré-Alagoas, a qual é considerada, pelos autores citados anteriormente, o topo da seção sedimentar da fase Sin-rifte inferior. Segundo Kuchle e Scherer (2010), esta unidade foi depositada em um contexto de clímax do rifteamento, onde ocorria a maior expansão do sistema lacustre na porção central da bacia e o máximo avanço da cunha conglomerática da falha de borda. A Formação Itapema é litologicamente caracterizada por uma sequência de coquinas, com intercalações de calcirruditos, constituídos por fragmentos de conchas de pelecípodes e folhelhos escuros ricos em matéria orgânica. Depósitos mais proximais são compostos por conglomerados e arenitos, depositados por sistemas de leques aluviais, e depósitos distais por intercalações de calcirruditos e folhelhos escuros. Em sísmica, esta unidade geralmente apresenta refletores plano-paralelos ou em forma de cunha, com pouca variação de espessura (Moreira *et al.*, 2007).

Segue-se então, um período marcado pelo aumento das incursões marinhas (Souza, 2019) na bacia em um ambiente transicional entre continental e marinho raso, do tipo golfo alongado, que permitiu, em conjunto com fatores climáticos vigentes na época, a deposição de carbonatos e, posteriormente, de evaporitos aptianos, que atuam, respectivamente, como rochas reservatório e selante do sistema petrolífero pré-sal da Bacia de Santos. Esta fase, caracterizada como *Sin-Rifte superior*, compreende, portanto, a porção inferior da Formação Barra Velha. Seu limite inferior é marcado pela discordância pré-Alagoas e seu limite superior marcado pela discordância intra-Alagoas, que separa a formação em porção inferior e superior (Moreira *et al.*, 2007). Os depósitos característicos desse pacote compreendem

estromatólitos, calcários microbiais e laminitos nas porções mais proximais e folhelhos em porções mais distais (Moreira *et al.*, 2007).

A bacia entra então em uma fase transicional, caracterizado como a subsequente fase *Sag* da bacia, posterior à fase Sin-Rifte e anterior à fase Drifte. Desta forma, a porção superior da Formação Barra Velha, assim como a Formação Ariri, teve sua deposição durante o Neoptiano, em um período de transicional redução da atividade tectônica à grande quiescência ocorrida entre as fases Sin-Rifte e Drifte (Buckley *et al.*, 2015). Seu limite inferior é dado pela discordância pré-Alagoas e o limite superior é dado pela discordância intra-Alagoas, separando a seção Sin-Rifte dos evaporitos da Formação Ariri. Os pacotes da porção superior compreendem calcários microbiais e estromatolíticos intercalados a folhelhos, sendo depositados em ambiente transicional, com ocorrências de leques aluviais de arenitos e conglomerados na porção proximal (Moreira *et al.*, 2007)

A Formação Ariri foi depositada em uma fase dominada por salmouras alcalinas e ambientes de lagos rasos com altas taxas evaporíticas, com eventos de rara baixa alcalinidade (Wright *et al.* 2016). Seus depósitos evaporíticos neoaptianos marcam o início do influxo periódico de águas marinhas e continentais na bacia, que resultaram na deposição de sal nesses grandes depocentros durante a subsidência termal da bacia (Buckley *et al.*, 2015). Os evaporitos da Formação Ariri são constituídos majoritariamente por halita e anidrita, e em menor proporção taquidrita, carnalita e silvinita e apresenta como limite inferior os calcários da Formação Barra Velha e como limite superior as formações Florianópolis e Guarujá (Moreira *et al.*, 2007).

Por fim, segue-se a fase Drifte, do Albiano até o recente, caracterizada pela subsidência flexural da bacia devido à significativa redução da atividade das falhas normais, que permitiu o aprofundamento da bacia e resultou em uma criação de espaço de acomodação mais uniforme. Sua sedimentação é de origem marinha relacionada à subsidência termal e engloba

os grupos Camburi (formações Florianópolis, Guarujá e Itanhaém), Frade (formações Santos, Juréia e Itajaí-Açu) e Itamambuca (Moreira *et al.*, 2007). Esta fase marca também o fim da transição de crosta continental para oceânica (Mohriak, 2003), com a individualização das placas sulamericana e africana (Riccomini *et al.*, 2012), determinando o término da bacia evaporítica (Mohriak, 2003).

5.3 Arcabouço estrutural

As feições do arcabouço estrutural da região pertencente à Bacia de Santos tiveram seu desenvolvimento durante o processo tafrogênico do paleocontinente Gondwana (Pereira & Macedo, 1990). Suas principais estruturas são resultado dos eventos tectônicos relacionadas ao processo de rifteamento atuantes tanto durante a fase de estiramento crustal anterior ao rifteamento quanto na fase posterior, principalmente relacionados à deformação por halocinese (Pereira & Macedo, 1990).

As principais estruturas geradas durante o processo de rifteamento da Bacia de Santos caracterizam-se por uma série de falhas normais sintéticas e antitéticas de direção NE a NNE próprias do regime distensivo, afetadas por zonas de transferências dextrais de direção NW, adquirindo direção E-W quando na transição crosta continental-oceânica (Meisling *et al.*, 2001). Essas falhas influenciaram a configuração geométrica da bacia, erosão e acumulação sedimentar, geração de trapas estruturais e migração de hidrocarbonetos (Demercian & Szatmari, 1999; Mohriak, 2004), tendo esses processos afetado a seção sedimentar das fases sin-rifte e *sag* da bacia. Já o processo de posterior de halocinese é caracterizada por um regime distensivo e compressivo, nas porções proximais e distais da bacia, respectivamente. A tectônica do sal está ligada a formação de falhas lítricas e de crescimento que afetaram

majoritariamente a seção drifte da bacia (Figueiredo, 1983 *apud* Gama, 2008), sendo responsável pela formação de falhas de crescimento na seção drifte.

A figura 7 ilustra as principais feições tectônicas relacionadas aos processos de estiramento crustal.

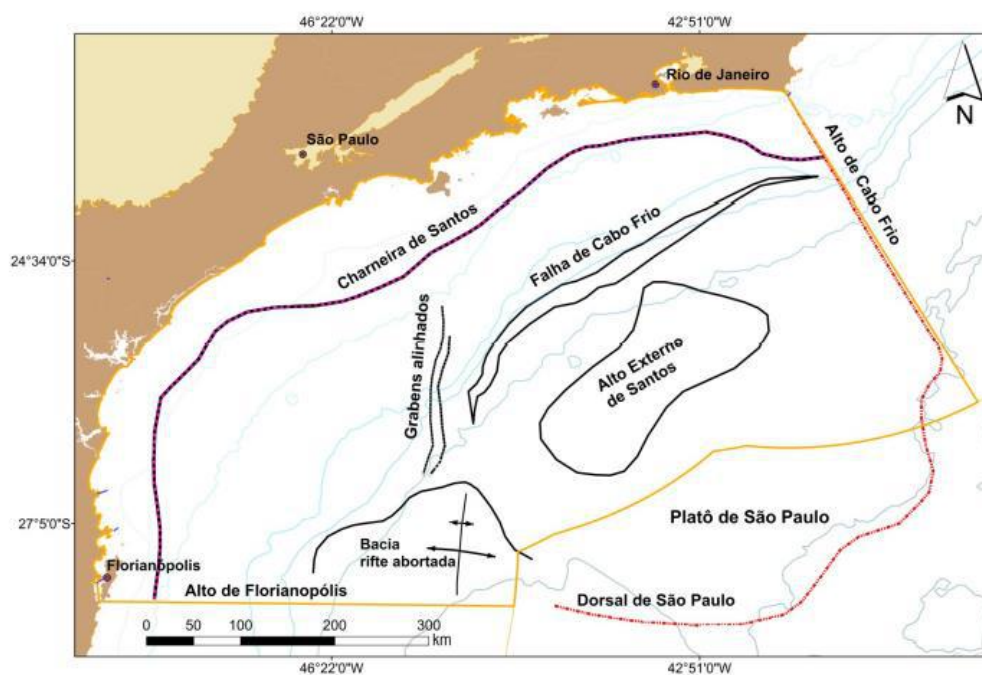


Figura 7 - Mapa mostrando a localização da bacia de Santos e algumas das principais feições de seu arcabouço regional: Alto de Cabo Frio, Platô de São Paulo, Alto de Florianópolis e a Dorsal de São Paulo (Modificado de Garcia et al. 2012; Retirado de Fernandez, 2017).

5.3.1 Alto de Cabo Frio

O Alto de Cabo Frio é uma porção elevada do embasamento associada a eventos tectonomagmáticos pós-rifte (Santoniano ao Eoceno) que limita as Bacias de Santos e Campos (Mohriak & Paula, 2005). Estende-se por toda a plataforma continental e pelo Platô de São Paulo servindo como barreira a sedimentação entre as bacias de Campos e Santos (Figura 7).

5.3.2 Alto de Florianópolis

O Alto de Florianópolis (Figura 7), ou Plataforma Estrutural de Florianópolis, é uma estrutura de embasamento raso, que se prolonga até a Plataforma de Florianópolis e limita as bacias de Santos e Pelotas (Machado *et al.*, 2010). A união de ambos (Alto-Plataforma) constitui um anticlinal do embasamento raso. Paralelamente, mais a leste, encontra-se a Dorsal de São Paulo (Kumar *et al.*, 1979; Alves, 1981).

Durante o Aptiano, o Alto de Florianópolis, Dorsal de São Paulo e a Elevação de Rio Grande formaram uma barreira estrutural que restringiu a livre circulação marinha nessa região, propiciando a formação dos espessos pacotes evaporíticos na bacia de Santos (Leyden *et al.*, 1976).

5.3.3 Alto Externo

O Alto Externo da Bacia de Santos (Figuras 8 e 9) é um proeminente alto situado na porção distal *offshore* da bacia, formado ao fim da fase sin-rifte inferior, que se apresenta como uma série de blocos de falhas segmentados, soerguidos e erodidos no Barremiano Tardio. Esses eventos formaram uma extensa estrutura no embasamento, com 12.000 km² e fechamento nas 4 direções (Gomes *et al.*, 2009).

O Alto apresenta duas estruturas individuais representadas pelos denominados Alto de Tupi, a menor das duas estruturas do sistema, com cerca de 1.100 km², que ocorre segmentado por uma série de falhas sintéticas, sin-rifte; e o Alto do Pão de Açúcar, segmentados por falhas antitéticas e representando a maior das duas estruturas, com 6.000 km². Ambos são separados por uma grande zona de transferência NW-SE (Gomes *et al.*, 2009).

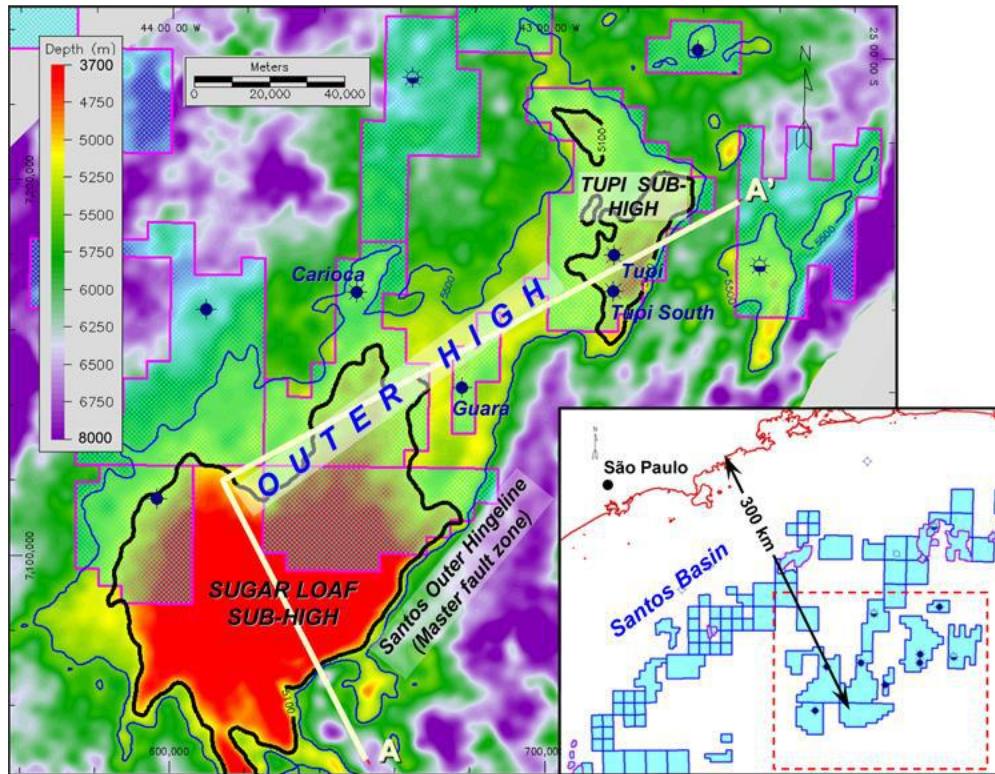


Figura 8 - Mapa estrutural da base do sal na região do Alto Externo da Bacia de Santos. Em contorno preto encontram-se as duas estruturas do Alto Externo, representando em vermelho o Alto do Pão de Açúcar e mais a NE do mapa, o Alto de Tupi. (Retirado de Gomes et al., 2009).

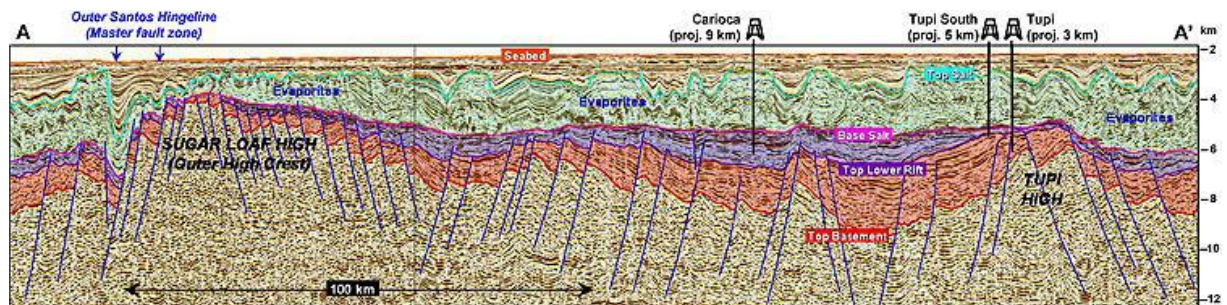


Figura 9 - Seção sísmica regional ao longo do Alto Externo da Bacia de Santos mostrando os altos de Tupi e Pão de Açúcar (Retirado de Gomes et al., 2009).

5.3.4 Zona de Fratura de Florianópolis

A Zona de Fratura de Florianópolis (Figura 10) marca o limite estrutural entre as Bacias de Santos e Pelotas. Ela é considerada a extensão oceano adentro do Alto de Florianópolis e, estruturalmente, essa estrutura representa um “ridge jump”, ou seja, a sul e

a norte da zona de fraturas a topografia do fundo oceânico apresenta grande diferença de elevação. Segundo Gomes *et al.*, 2008 e Zalán *et al.*, 2011, o desenvolvimento dessa zona de fratura pode ter contribuído para exumação do manto litosférico nesta região da bacia.

5.3.5 Platô de São Paulo

O Platô de São Paulo (Figura 10) é uma proeminente elevação marginal, de direção E-W, que abrange o litoral dos estados de Santa Catarina (Alto de Florianópolis) até Espírito Santo (Alto de Cabo Frio). Apresenta morfologia acidentada, com topografia irregular devido a processos halocinéticos relacionados aos evaporitos aptianos e, também, pela presença de rochas do embasamento (Kumar *et al.*, 1979). Seu limite externo, marcado por uma escarpa relativamente íngreme, corresponde ao limite leste da presença do sal aptiano (Leyden *et al.*, 1976; *apud* Alves, 1999), se propagando além do limite oficial da bacia. É composto basicamente por crosta continental estirada menos profunda controlada por estruturas do embasamento (Mascle & Renard, 1976). O limite entre crosta continental e crosta oceânica ocorre logo após o Platô de São Paulo, apresentando provável manto exumado no entorno leste do platô (Moreira *et al.*, 2007; Zalán *et al.*, 2011).

Kumar e Gamboa (1979) concluíram que a região do platô está estruturalmente contínua a área de delimitação da Bacia de Santos e que a área ocupada pelo Platô de São Paulo foi um depocentro que evoluiu para um platô marginal desde o término da deposição evaporítica no Atlântico sul.

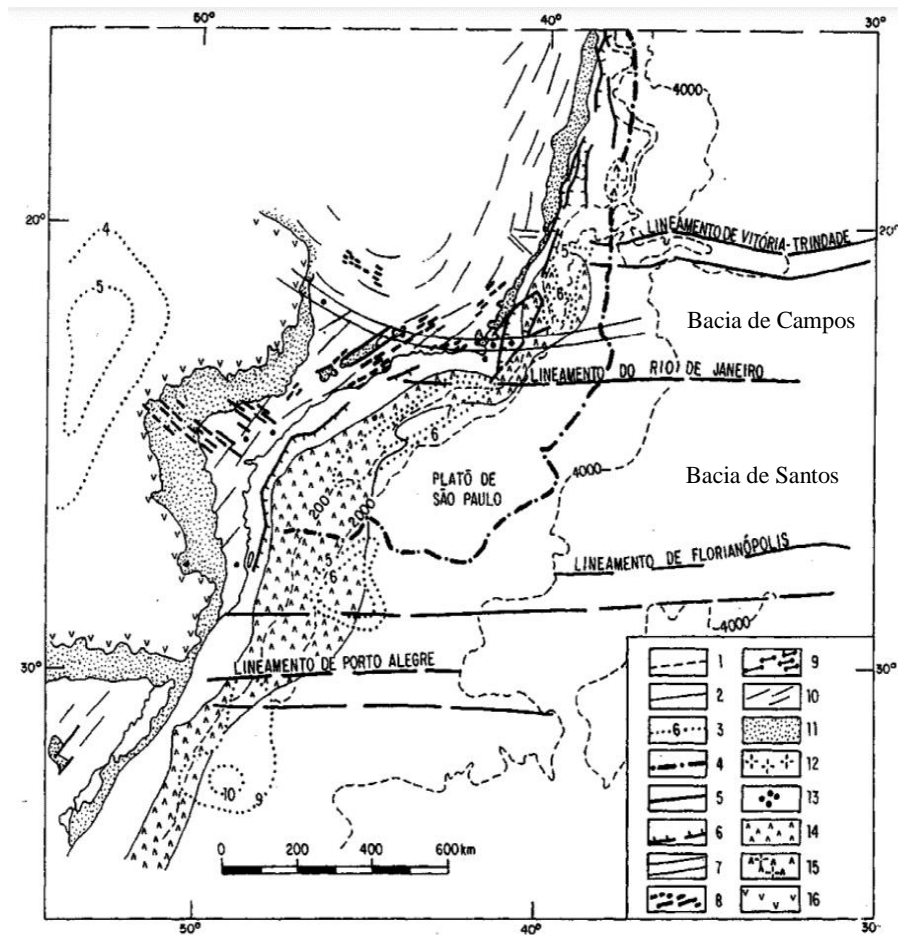


Figura 10 - Mapa indicando algumas das principais estruturas da Bacia de Santos. Convenções indicadas na figura 3 b): (1) cota batimétrica (m); (2) contato geológico ou limite do continente; (3) isópacas (km); (4) limite externo da zona de sal em subsuperfície; (5) zona de fratura ou falhamento, (6) falha normal; (7) alinhamento magmático; (8) dique do Cretáceo Inferior; (9) dique do Permo-Triássico a Jurássico Inferior; (10) orientação das estruturas no embasamento; (11) bacia sedimentar; (12) rochas ígneas terciárias; (13) rochas alcalinas e álcali-cálcicas; (14) basalto do Cretáceo Inferior na região costeira sul-sudeste, em subsuperfície; (15) basalto do Cretáceo Inferior no Banco de Abrolhos, em subsuperfície; (16) basaltos na Bacia do Paraná. Mapa compilado de Almeida (1986), Almeida (1991), Almeida et al. (1986), Almeida et al. (1988), Alves (1981), Asmus & Guazzelli (1981), Carneiro et al. (1988), Carvalho & Francisconi (1981), Gorini (1981), Riccomini et al (1987). Retirado de Almeida et al., 1996.

6 REVISÃO CONCEITUAL

Este trabalho propõe uma análise de caráter estrutural e, secundariamente, estratigráfico para o campo de Tupi na Bacia de Santos. Assim sendo, os referenciais teóricos sobre os quais serão substanciados os argumentos propostos neste trabalho baseiam-se principalmente em preceitos da Sísmica de Reflexão e Sismoestratigrafia.

6.1 Sísmica de Reflexão

A sísmica de reflexão é um método geofísico indireto de exploração de subsuperfície dado por técnicas de aquisição e processamento de dados gerados da propagação de ondas elásticas, com a finalidade de gerar imagens sísmicas. Estas permitem a identificação, em alta definição, das feições e características geológicas da região amostrada e, conseqüentemente, permite a delimitação de áreas propensas a acumulação de hidrocarbonetos. Além disso, este método tem como vantagem sua densa amostragem em área e profundidade e apresenta boa resolução vertical e horizontal, sendo amplamente usado pela indústria como ferramenta de análise na exploração de óleo e gás (Hübscher & Gohl, 2014).

Admite-se que as ondas sísmicas (vibrações) se propagam em subsuperfície e ao atingir limites geológicos, sejam eles estruturas geológicas ou rochas de características físicas diferentes, parte da onda incidente é refletida e retorna à superfície e é captada pelos sensores. Segundo Yilmaz (2001), a geração de imagens sísmicas consiste em 3 estágios principais, sendo eles: aquisição de dados, processamento e interpretação.

Durante a fase de aquisição, a onda sísmica é gerada por uma fonte artificial que se propaga na forma de ondas sísmicas através das camadas da Terra. Ao ocorrer um contraste de impedância acústica, que é o produto da densidade com a velocidade de propagação dessa onda, essa onda é então parcialmente refletida e registrada por receptores (Capucci, 2011), podendo ser geofones - em aquisições terrestres - ou hidrofones - em aquisições marinhas - (Figura 11). Esses receptores convertem o sinal sísmico em sinal elétrico (Hübscher & Gohl, 2014). O arranjo dos receptores influencia no tipo de aquisição, sendo 2D quando arranjados em linha ou 3D quando distribuídos em um arranjo bidimensional sobre a superfície a ser amostrada, resultando em um cubo sísmico (Yilmaz, 2001).

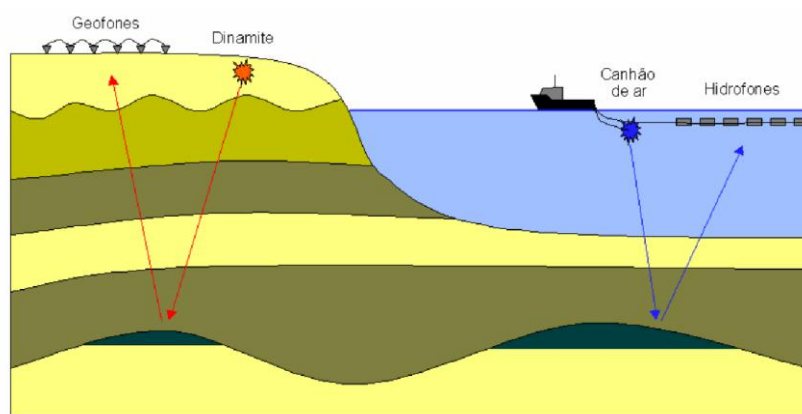


Figura 11 - Modelo representando a aquisição sísmica (Gerhardt 1998).

A etapa de processamento visa produzir imagens do interior da Terra com a maior fidelidade possível, diminuindo a quantidade de ruídos e atenuando as distorções geradas pelo processo de aquisição, corrigindo erros inerentes ao levantamento sísmico.

Por fim, a etapa de interpretação sísmica consiste na análise dos dados gerados da etapa de processamento e a identificação e mapeamento de feições estruturais e estratigráficas em escala regional (bacia) e local (porções específicas da bacia), de forma a gerar produtos que representem a geologia da área do levantamento, seja para o

entendimento da evolução tectono-estratigráfica até a identificação de prospectos para a indústria de óleo e gás.

6.1.1 Atributos Sísmicos

Atributos sísmicos são manipulações do dado sísmico original através de transformações matemáticas, medições diretas, lógicas ou baseadas em experiências prévias (Taner, 1994). Essas transformações do dado resultam em informações que possibilitam a melhora visual ou quantitativa e ênfase de características desejadas (falhas, discordâncias, fraturas, camadas), facilitando o reconhecimento de padrões sísmicos (Chopra & Marfurt 2007). Segundo Chen e Sidney (1997), os atributos sísmicos podem ser classificados como baseados na seção sísmica, em eventos, horizontes ou de caráter volumétrico.

6.2 Conceitos da Sismoestratigrafia

Segundo Vail & Mitchum (1977) a sismoestratigrafia é um método de interpretação dos dados sísmicos que possibilita uma melhor compreensão da evolução tectono-sedimentar de uma bacia. As reflexões sísmicas, geradas a partir do contraste de impedância acústica das rochas, consistem em superfícies de acamamento ou discordâncias, que são superfícies de erosão ou não-deposição.

No presente trabalho é realizada a delimitação de fases tectônicas de desenvolvimento da bacia e a análise das fácies sísmicas (padrões de sismo fácies) para auxiliar no mapeamento dos horizontes sísmicos chave e na compreensão temporal das estruturas observadas.

Os padrões de terminação de refletores mais comumente reconhecidos na sismoestratigrafia introduzidos por Mitchum Jr. *et al.* (1997a) são: *onlap*, *downlap*, *toplap* e *truncamento erosivo* (Figura 12).

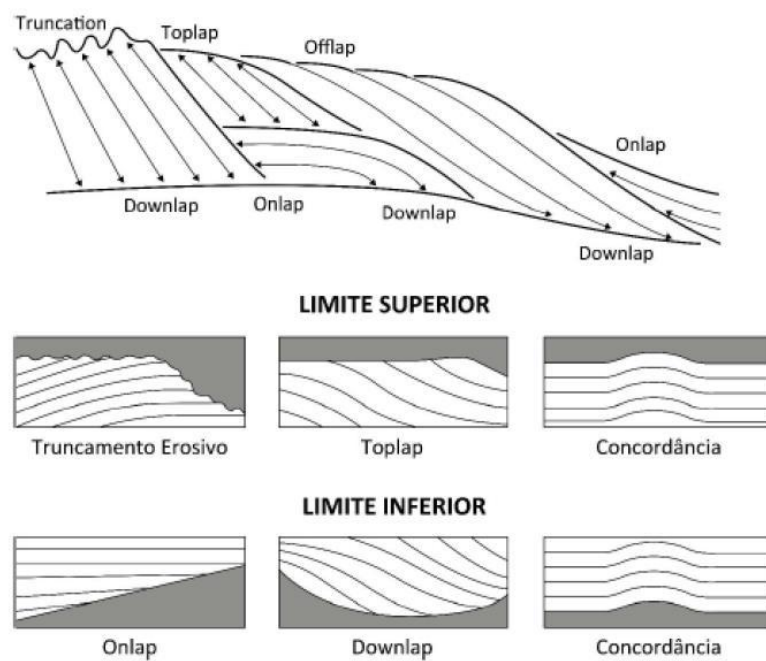


Figura 12 - Padrões de terminações de refletores sísmicos e os limites de sequências deposicionais. Modificado de Catuneanu (2002) e Mitchum Jr. *et al.* (1997a).

O padrão *onlap* ocorre quando uma reflexão é horizontal e termina contra uma superfície inclinada; *downlap* é quando o refletor encontra-se inclinado e mergulhando em direção a uma superfície pré-existente de inclinação diferente; *toplap* é quando as reflexões terminam lateralmente contra uma superfície de inclinação diferente acima dele, geralmente indicando períodos de não deposição (hiatos deposicionais) e ocorrendo como resultado de um nível de base muito baixo, podendo ou não ocorrer *bypass* de sedimentos; e *truncamento erosivo* é quando as reflexões terminam lateralmente por terem sido seccionadas de seu limite deposicional – efeito erosivo. Os dois primeiros padrões de terminação, *onlap* e

downlap, são agrupadas no que é definido por Mitchum Jr. *et al.*, (1977a) como terminações *baselap*, que compreendem terminações do limite inferior de uma sequência deposicional.

6.2.1 Mapeamento de horizontes sísmicos

Um horizonte sísmico consiste em um refletor lateralmente contínuo que apresenta as mesmas características acústicas. Esse sinal indica a existência de uma interface entre duas camadas de sedimentos com diferentes propriedades físicas (Sheriff, 1991).

As diferentes propriedades físicas dos meios como litologia, conteúdo e tipo de fluido intersticial, quantidade e tipo de cimento, porosidade e profundidade de soterramento, são representados na sísmica como atributos que influenciam o sinal dos refletores sísmicos.

O mapeamento dos horizontes do volume sísmico é uma das tarefas mais importantes da interpretação sísmica. Além disso, é necessária a utilização conjunta de outras análises como de dados de poços (através da amarração) para aumentar o nível de certeza da interpretação.

A interpretação sísmica permite a identificação e mapeamento de estruturas em subsuperfície e a confecção de mapas e sessões geológicas, auxiliando na melhor compreensão da área de estudo.

No dado sísmico estudado a polaridade dos traços sísmicos seguem o padrão SEG normal, no qual a polaridade positiva é representada pelo pico preto da *wiggle*, podendo ser traduzida como um aumento da impedância acústica na sísmica. Os horizontes sísmicos foram identificados e mapeados de acordo com esta polaridade.

6.2.2 Correlação geofísica poço - sísmica (*seismic-well tie*)

O processo de ajustar o poço em profundidade à sísmica em tempo é conhecido como amarração do poço à sísmica, ou *seismic-well tie*. Esse processo permite posicionar, com razoável precisão, as informações adquiridas nos poços em relação à sísmica, como o topo de unidades litoestratigráficas e cronoestratigráficas, por exemplo. Por este motivo, esse é um passo de alta importância para se dar início ao mapeamento sísmico.

Inicialmente foi feita a construção de uma tabela tempo x profundidade, correlacionando as profundidades medidas no poço aos tempos sísmicos. Estes dados, por sua vez, são apresentados através de perfis sísmicos (*check-shots* e VSP).

Apesar da tabela tempo-profundidade poder ser utilizada diretamente para a “amarração” do poço à sísmica, para se ter um ajuste mais preciso desta “amarração” é necessário a construção de um sismograma sintético, a partir dos perfis sônico e densidade. A tabela tempo-profundidade também é usada como *input* inicial para a construção do sismograma sintético.

White & Simm (2003) afirmam que o procedimento para realizar a amarração do poço à sísmica consiste em 3 passos:

- ❖ Editar e calibrar o perfil sônico (DT);
- ❖ Construir o sismograma sintético utilizando os perfis de poço calibrados envolvendo com a *wavelet* escolhida;
- ❖ Correlacionar o sismograma sintético à seção sísmica real.

6.2.3 Modelo de velocidade

A conversão pode ser realizada através de métodos geofísicos. O modelo de velocidade é um método que permite a conversão dos dados sísmicos do domínio tempo para o domínio da profundidade (conversão Tempo-Profundidade), através da tabela tempo x profundidade gerada da amarração dos poços, e/ou através de cubos de velocidades intervalares. Com o dado sísmico em profundidade é possível analisar, por exemplo, a espessura e profundidade das camadas, permitindo uma interpretação de maior acurácia geológica da área de estudo.

6.3 Seção Sedimentar Rifte

A seção rifte cretácea das bacias marginais leste brasileiras, por ser considerada o principal intervalo gerador do pré-sal e devido ao seu regime estrutural que condicionou a formação de trapas e rotas de migração, é de fundamental importância para a formação dos sistemas petrolíferos nestas bacias.

Os eventos tectônicos que ocorrem são determinantes na deposição. Desta forma, são os responsáveis pela geração de espaço de acomodação e pelos eventos erosivos sendo, conseqüentemente, vinculados à evolução geológica de bacias do tipo rifte. Ambos os processos podem ocorrer de forma concomitante na evolução da bacia (Kuchle e Scherer, 2010).

A tectônica na seção sedimentar rifte é a principal variável controladora da disposição espacial, da evolução temporal de sistemas e de eventos deposicionais. Esta ocorre em pulsos, na forma de um sistema de falhamentos que, comumente, apresentam geometria de hemi-graben. Devido à rotação do bloco do hemi-graben durante esses pulsos

tectônicos, ocorre subsidência no *hangingwall* e soerguimento no *footwall*, determinado pelo ponto de rotação (*tilt point*). Esses movimentos de subsidência e soerguimento, na região central e na margem flexural do hemi-graben, respectivamente, resultam em uma discordância de borda cronoestratigraficamente correlata ao pacote sedimentar depositado na região central do mesmo (Kuchle e Scherer, 2010).

Segundo Bosence (1998), é denominado *pré-rifte* todo o conjunto de estratos e unidades antecedentes à fase rifte; *sin-rifte* os vinculados à fase rifte e *pós-rifte* (referente à fase *Sag* usada no trabalho) os posteriores ao rifte, sendo está uma classificação que leva em consideração somente quando o rifte é analisado.

Discordâncias limitam a base e o topo da seção rifte, separando-a dos estratos anteriores (pré-rifte) e posteriores ao processo de rifteamento (pós-rifte/*sag*) (Kuchle e Scherer, 2010). No contexto da Bacia de Santos, essas discordâncias corresponderiam às discordâncias do Topo do Basalto, que marca o início da fase Sin-Rifte inferior, e a Discordância Intra-Alagoas, que separa o fim da fase Sin-Rifte superior e o início da fase *Sag*.

Ao fim de uma fase Rifte ocorre um rearranjo estrutural regional que pode ser referente tanto a um rompimento total da crosta ou quanto à geração de um oceano, como é o caso da bacia estudada no presente trabalho (Kuchle e Scherer, 2010).

O processo de desenvolvimento de bacias do tipo rifte tem início a partir dos pulsos iniciais de estiramento crustal. Nestes primeiros episódios, uma tectônica incipiente e discreta, que aumenta progressivamente ao longo do processo de rifteamento, forma uma ampla bacia rasa, com lagos rasos (Kuchle e Scherer, 2010). A base do Rifte é marcada por um truncamento erosivo regional (Discordância Sin-Rifte).

Inseridos nessa temática, existem dois modelos clássicos de rifteamento conhecidos como modelo de McKenzie, ou modelo de cisalhamento puro (McKenzie, 1978), e modelo de Wernicke, também conhecido como cisalhamento simples (Wernicke, 1985).

O modelo de cisalhamento puro (Figura 13A) considera que um afinamento simétrico da crosta é criado pelo estiramento da litosfera continental na fase de rifteamento, associada a uma fase de subsidência termal desenvolvida após a fase sin-rifte.

O modelo de Wernicke (Figura 13B) considera como assimétricos o estiramento e afinamento da litosfera continental, onde o rifteamento é controlado por uma falha ou zona de cisalhamento inclinada transversal a crosta e, possivelmente, a toda a litosfera (Fossen, 2010).

Estudos mais recentes em riftes em estágios mais maduros em margens passivas observaram a ocorrência de estruturas que foram além do desenvolvimento avançado do rifte, chegando-se à conclusão de que existem poucas ocorrências de margens passivas desenvolvidas por estiramentos homogêneos. Essas conclusões exigiram modificações do modelo de estiramento uniforme de modo a explicar os dados observados (Nemcok, 2016). Segundo Manatschal, 2004, o modelo de cisalhamento puro funcionaria apenas para riftes intracontinentais e margens proximais em estágio inicial, subsequentemente deformadas por cisalhamento simples e quebradas, resultando em margens distais nas fases senis. Esse autor propõe, então, um modelo que combina ambos os modelos clássicos (Figura 13C) considerando a influência dos limites de resistência e deformação entre camadas litosféricas continentais no estiramento da mesma. Nesse modelo, o regime de cisalhamento puro inicia o processo de estiramento da litosfera, culminando no regime de cisalhamento simples, com o máximo de deformação extensional - zona de *detachment* (Lister *et al.*, 1986 e Manatschal *et al.*, 2004), semelhante ao processo formador das bacias de margem passiva do leste brasileiro.

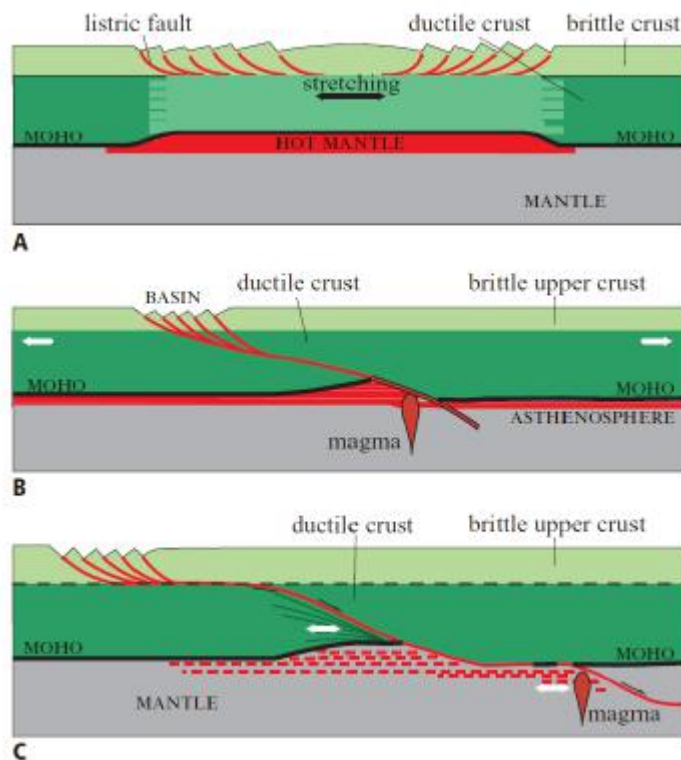


Figura 13 - Comparação entre os modelos de rifteamento. (A) Cisalhamento puro; (B) Cisalhamento simples e (C) *Detachment*. (Doglioni, 2008).

6.4 Formação de falhamentos

Neste item serão abordados conceitos referentes à formação de falhas que foram identificados no trabalho.

6.4.1 Zonas de transferência

Durante a evolução da maioria das bacias sedimentares, essas são submetidas a um ou mais eventos tectônicos transcorrentes onde suas falhas são reativadas por deslocamentos laterais (Zalán, 1986b). Segundo Schlische e Withjack, (2009), as unidades arquiteturais de um sistema rifte são limitadas por sistemas de falhas que formam zonas de acomodação e de

transferência. As falhas de transferência são falhas transcorrentes, com *trends* praticamente perpendiculares (Zalán, 1986a e 1986b) em relação à direção geral da faixa tectônica, deslocando segmentos de falhas normais ou inversas.

Segundo Zalán (1986b), os critérios para identificação de falhas transcorrentes na sísmica se dá a partir dos elementos descritos abaixo.

Estruturas em Flor: Dos critérios descritos, esse é considerado, segundo o autor, o único indicador definitivo de transcorrência, enquanto os demais precisam estar associados a outras características para serem considerados boas indicações da presença de falhas transcorrentes. Segundo Zalán (1986a e 1986b), essas estruturas são caracterizadas como zonas de falhas em forma de cunha com abertura ascendente, localizadas em uma falha principal subvertical profunda que afeta o embasamento e que geralmente aparecem como estruturas transicionais entre regimes de transcorrência convergente e divergente (estruturas-em-flor positivas e negativas, respectivamente – Figura 14a e 14b).

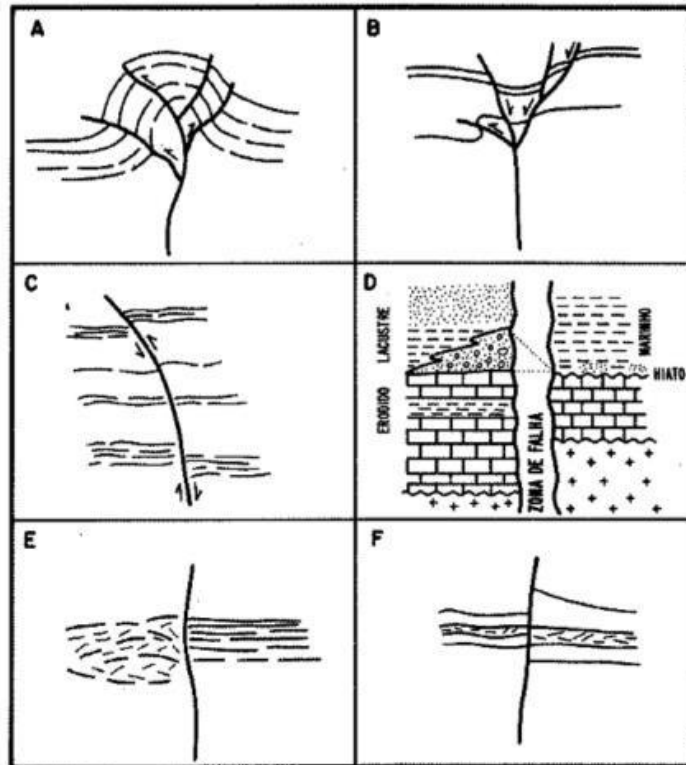


Figura 14 - Estruturas associadas a falhas recorrentes: (A) estrutura-em-flor positiva; (B) estrutura-em-flor negativa; (C) inversão do rejeito com a profundidade; (D) correlações estratigráficas complexas através da falha; (E) mudanças laterais abruptas de fácies sísmicas e (F) mudanças laterais de espessura em intervalos (Zalán 1986b).

Efeito do Golfinho: Esse critério se refere à irregular movimentação ascendente e descendente do deslocamento de blocos ao longo do falhamento transcorrente. Zalán (1986b) define quatro critérios sísmicos como consequência desse fenômeno: (1) mudança de mergulho da falha, ao longo do *dip*, passando de normal para reversa (Figura 15a); (2) mergulho permanece o mesmo, mas ocorrem mudanças no lado do bloco mais alto, com mudanças na direção de mergulho do plano de falha (Figura 15b); (3) mudanças gerais ao longo da direção da falha, com mudança de mergulho da falha, da direção e ângulo de mergulho do plano de falha e mudança de lado do bloco alto (Figura 15c); e (4) variações no rejeito aparente da falha com a profundidade ou sua inversão para cima ou para baixo. Tal efeito podendo ser explicado pela reativação de falhas mais antigas.

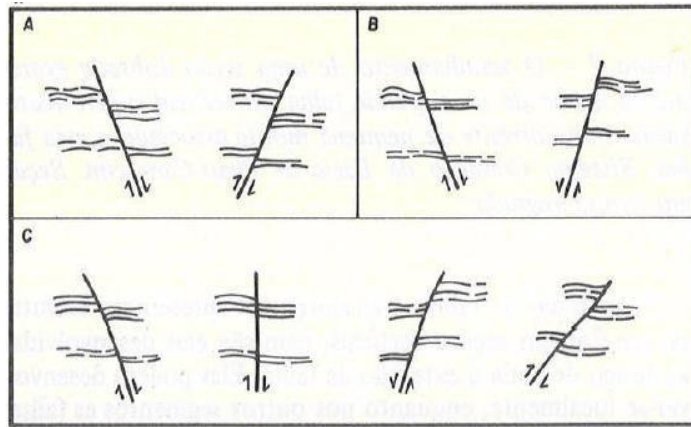


Figura 15 - Esquemas de cortes transversais em falhas transcorrentes N-S, ilustrando os comportamentos resultantes do efeito golfinho: (A) mudança de falha normal para reversa e bloco alto permanecendo no mesmo lado; (B) caráter da falha permanece (se mantém normal) e o bloco alto muda de lado; e (C) geometria irregular com mudança de falha normal para reversa, e vice-versa e o bloco alto mudando constantemente de lado, assim como a direção e ângulo de mergulho do plano de falha (Zalán 1986a e 1986b).

Correlações estratigráficas/estruturais através da falha: são caracterizadas pela justaposição de diferentes fácies sedimentares e litológicas, estruturas e domínios estruturais através da movimentação de blocos ao longo de falha transcorrente (Zalán, 1986b). Podendo ocorrer devido à: (1) mudanças abruptas na espessura de um intervalo ou de uma fácies sísmica através da falha; (2) mudanças abruptas de fácies sísmicas através da falha; e (3) mudanças abruptas de atitudes estruturais através da falha, como grandes deslocamentos laterais.

Geometrias complexas do plano de falha: são planos de falhas apresentando mudança no sentido de mergulho, diminuição do ângulo de mergulho ou geometrias de semicírculos ou “meia-taça”.

Segundo Morley *et al.* (1990, 1995), as zonas de transferência ocorrem quando há interrupção ou separação dos principais *trends* de falhas da bacia por “rampas de revezamento ou pontes” (falhas *relay ramp* ou *bridge*) (Figura 16). Ele classifica-as, então,

em zonas sintéticas, com falhas de mesma direção de mergulho, e antitéticas, quando essas mergulham em direções opostas (Figura 17).

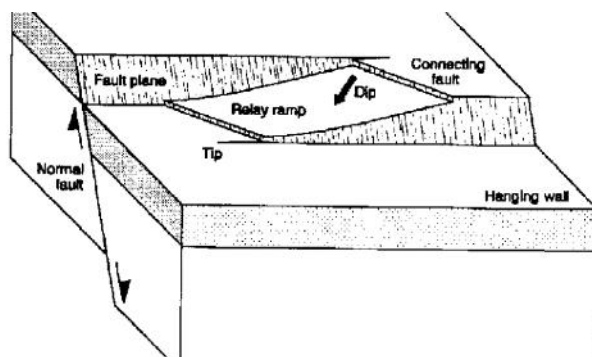


Figura 16 - Bloco-diagrama ilustrando falha relay ramp, comum em zonas de transferência (Peacock et al. 1994).

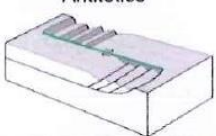
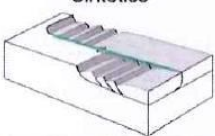
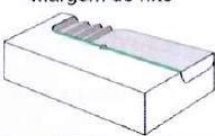
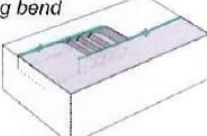
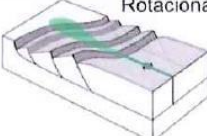
Zonas de falhas transversais	Zonas de transferência*		
Polaridade entre os sistemas de falhas	Antitético 	Sintético 	Margem de rifte 
Polaridade entre os sistemas de falhas	Releasing bend 	Rotacionais 	

Figura 17 - Classificação de zonas de transferência em sistemas distensionais. (Modificado de Faulds & Varga, 1998; adaptado de Caldeira, 2018).

Na Bacia de Santos são descritas zonas de transferência que apresentam, frequentemente direção NW-SE, com destaque para a zona de transferência de Tubarão (Figura 19), entre a porção sudoeste da bacia e a plataforma de Florianópolis, a zona de transferência de Merluza (Figura 19), entre a província SW e a província central e a zona de transferência de Cabo Frio, que separa o norte da Bacia de Santos e o sul da Bacia de Campos (Demercian e Szatmari, 1999).

Com essa mesma direção, ocorre ainda o Lineamento Cruzeiro do Sul (LCDS) e o Lineamento Capricórnio (Figura 18) que, segundo Moulin *et al.* (2012), divide a Bacia de Santos em duas sub-bacias: uma limitada ao norte pelo LCDS e a sul pela Zona de Fraturas Florianópolis e outra, menor, limitada a sul pela Zona de Fraturas Florianópolis e a leste pelo lineamento de Capricórnio.

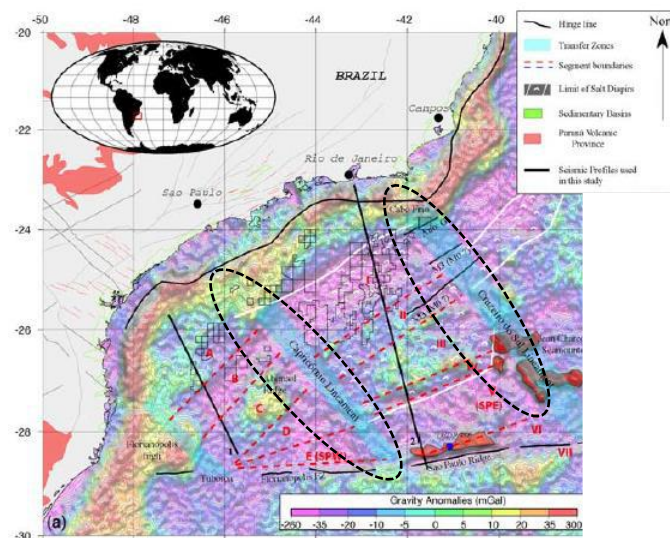


Figura 18 - Mapas de anomalia gravimétrica da Bacia de Santos localizando os sistemas de lineamentos Cruzeiro do Sul e Capricórnio, destacados em azul claro dentro dos círculos tracejados, em relação a algumas das principais estruturas e zonas de transferência da bacia (Modificado de Moulin *et al.*, 2012).

No centro da bacia, ocorrem também as zonas de transferência de Iracema, região a norte do campo de Tupi e Corcovado (Figura 19). A zona de transferência Iracema apresenta orientação NW-SE, movimento dextral e suas estruturas apresentam alternância de mergulho – oeste com caimento para oeste e leste com caimento para leste - com uma inflexão no centro, formando o “S” de Santos (Informação verbal).¹

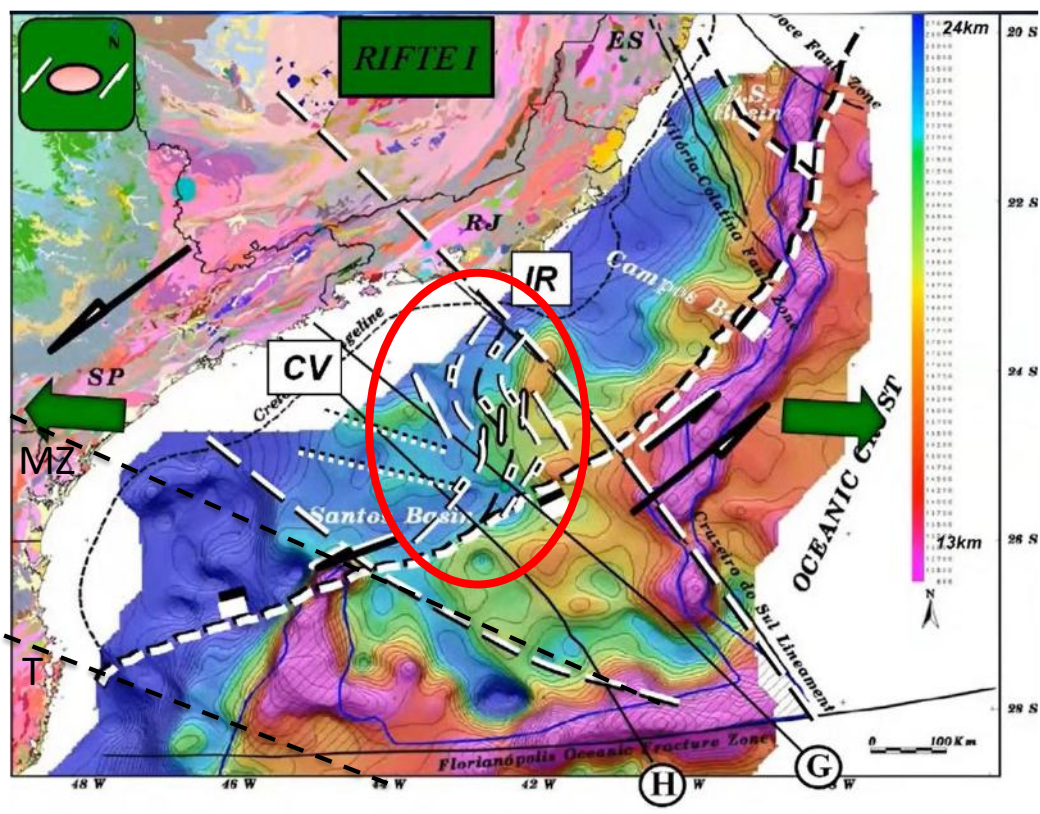


Figura 19 – Mapa regional da Bacia de Santos evidenciando a Zona de Transferência Iracema e o “S” de Santos, indicado pela elipse em vermelho na figura. Legenda: MZ – Zona de transferência de Merluza; T – Zona de transferência de Tubarão; IR – Zona de transferência de Iracema; CV – Zona de transferência de Corcovado (Figura adaptada de Magnavita, L., 19 de março de 2021, Giecar. Disponível em: <https://www.youtube.com/watch?v=gLY9Ernt7zE>).

6.4.2 Rampas de revezamento

Essas estruturas se formam através da interação do crescimento de planos de falha no desenvolvimento de um sistema de falhas normais (Fossen & Rotevatn, 2016). As zonas de acomodação, que são cinturões difusos onde as terminações das falhas se sobrepõem, separam falhas que mergulham para direções opostas ou de mesma direção. Segundo Caldeira 2018, nessas estruturas as rampas são responsáveis por transferir o deslocamento ou deformação de uma estrutura para a outra (Figura 20).

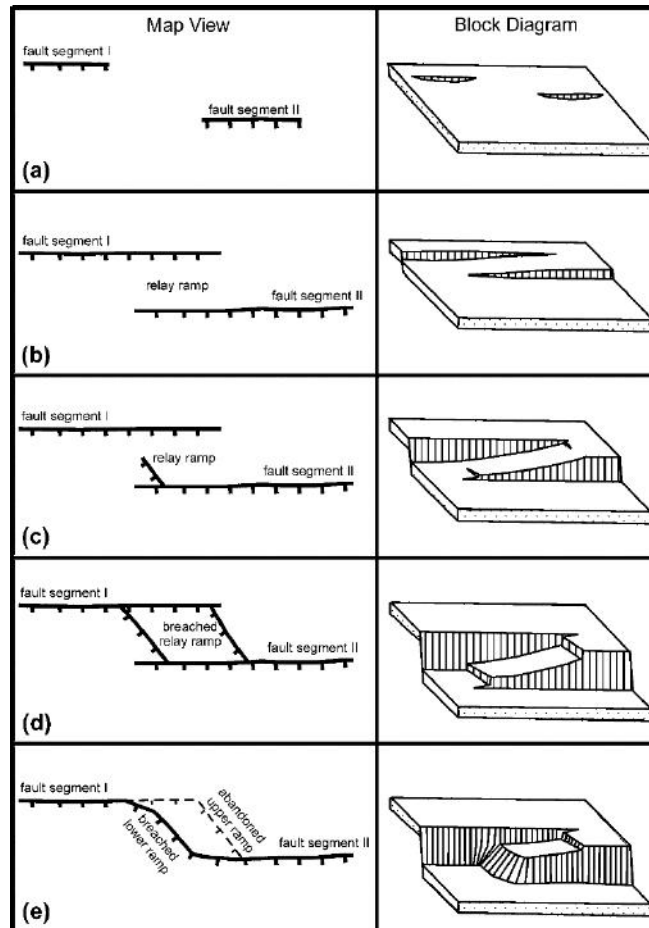


Figura 20 – Diagrama esquemático mostrando a evolução de rampas de revezamento (relay ramps). Retirado de Çiftçi & Bozkurt, 2007).

No primeiro estágio de desenvolvimento essas falhas não interagem entre si. Conforme elas evoluem, elas começam a interagir, transferindo o deslocamento entre os segmentos e iniciando um fraturamento devido ao estresse acumulado nas rampas de revezamento. Com esse acúmulo, as rampas rompem, formando uma única zona de falha com *strike* irregular e abandonando o segmento superior. Os outros dois segmentos se unem pela fissura do segmento inferior, formando um *strike* ao longo da falha principal (Çiftçi & Bozkurt, 2007).

6.4.2 Falhas *strike-slip*

Falhas de rejeito direcional (*strike-slip*) são falhas transcorrente, de movimento dextral ou sinistral, geralmente verticais e que acomodam cisalhamento horizontal paralelo ao *strike* do plano de falha. Tem como característica a movimentação horizontal entre os blocos, produzindo estiramento horizontal (Twiss & Moores, 1992).

Em ambientes de transcorrência, as falhas de transferência se apresentam em ângulos altos, deslocamento regional e conectam essas falhas de rejeito direcional quando dispostas em padrão *en echelon*. Quando agrupadas nesse padrão, tendem a desenvolver zonas compressivas (transpressivas) e extensionais (zonas transtensionais) (Twiss & Moores, 1992).

A transpressão ocorre em um movimento cisalhante com falhas que interagem de modo que, entre as falhas paralelas ocorre esforço compressivo, ocorrendo estruturas como falhas de empurrão ou dobras (Figura 21.1). Uma forte transpressão pode resultar em feições como estruturas em flor positiva. Já na transtensão, ocorre quando a tração é o esforço atuante em um movimento de cisalhamento na região entre falhas paralelas (Figura 21.2). Forma falhas normais de alto e baixo ângulo e pode apresentar estruturas em flor negativa (Twiss & Moores, 1992).

As falhas *strike-slip*, quando em ambiente contracional, podem terminar em um leque de falhas *strike-slip* secundárias (rabo-de-cavalo – *horsetail splay*) (Twiss & Moores, 1992).

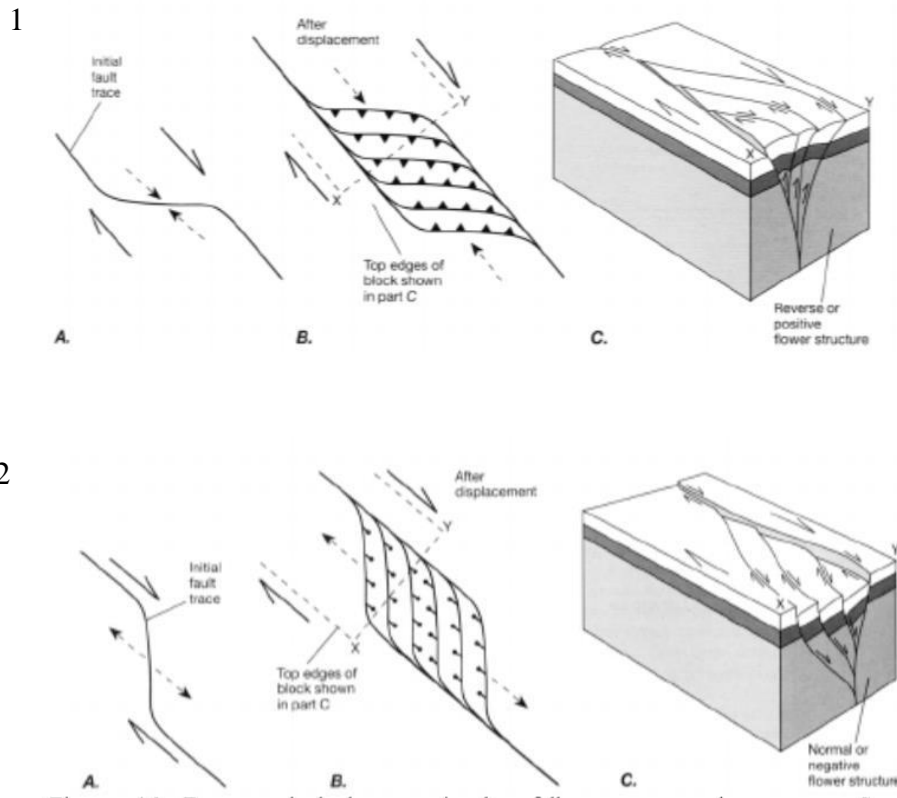


Figura 21 – Visão em mapa e diagrama mostrando a formação de um sistema de falhas strike-slip em ambiente (1) compressivo e (2) extensional, com a formação de estruturas em flor positiva (1C) e negativa (2C). Retirado de Twiss & Moores, 1992.

7 RESULTADOS

Os resultados produzidos nesse trabalho serão apresentados neste capítulo da seguinte forma: (1) Identificação e classificação das falhas mapeadas; (2) Identificação dos horizontes sísmicos; (3) Análise estrutural descritiva das falhas mapeadas.

Os horizontes sísmicos de interesse foram mapeados ao longo da área de estudo e interpolados para gerar superfícies de contorno estrutural, em tempo duplo (TWT). A partir da aplicação do modelo de velocidade gerado, foi feita a posterior conversão de tempo sísmico para profundidade. Esses horizontes estão representados em seções sísmicas (Figura 22) – com o uso ou não de atributos sísmicos – e em mapas estruturais em escala colorimétrica, onde as cores frias representam as cotas mais baixas e as cores mais quentes as cotas mais altas.

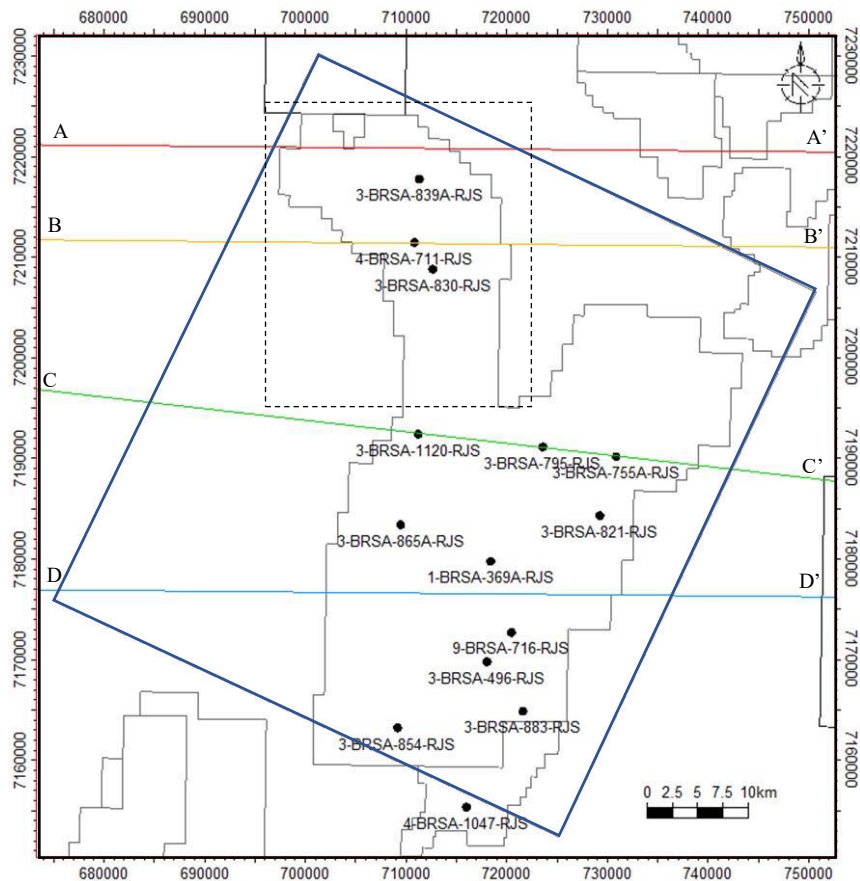


Figura 22 – Mapa regional do contorno do campo de Tupi (centro da imagem), com a localização dos poços utilizados e das seções apresentadas no trabalho O retângulo azul representa o limite do volume sísmico 3D utilizado na interpretação sísmica. A região de Iracema, citada ao longo dos próximos capítulos encontra-se em destaque pela triângulo tracejado.

7.1 Identificação e classificação das falhas mapeadas

7.1.1 Identificação das Falhas

Foram mapeadas um total de 152 falhas na seção pré-sal, com o auxílio do atributo *Sweetness* (Figura 23 e 24), que resalta locais com altos contrastes de impedância acústica e as regiões onde esses altos contrastes são interrompidos, evidenciando as regiões falhadas.

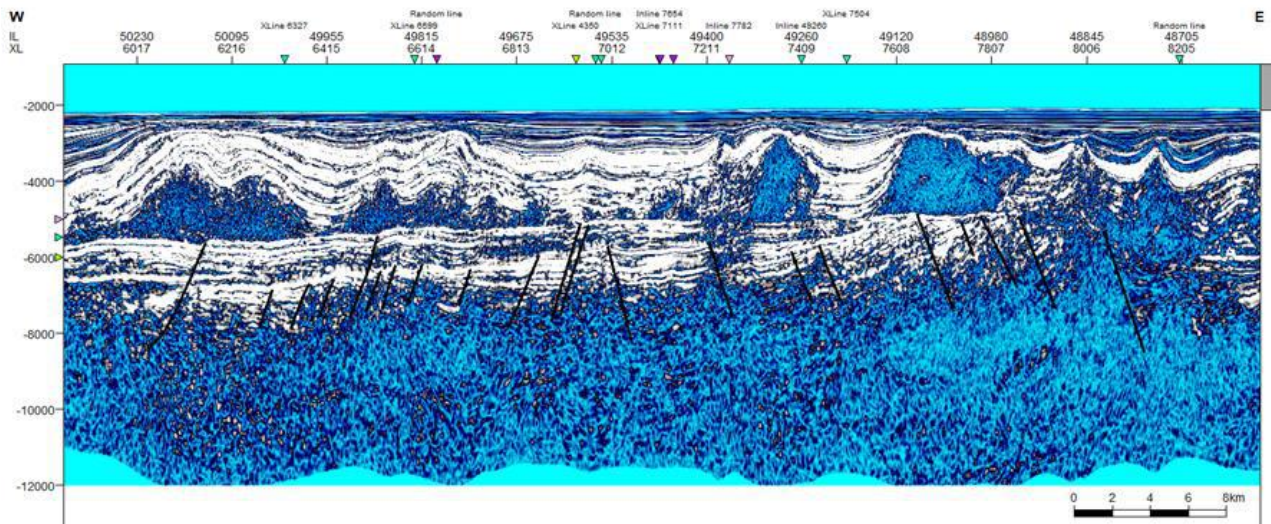


Figura 23 – Seção sísmica CC' das falhas interpretadas com auxílio do atributo Sweetness (eixo em metros).

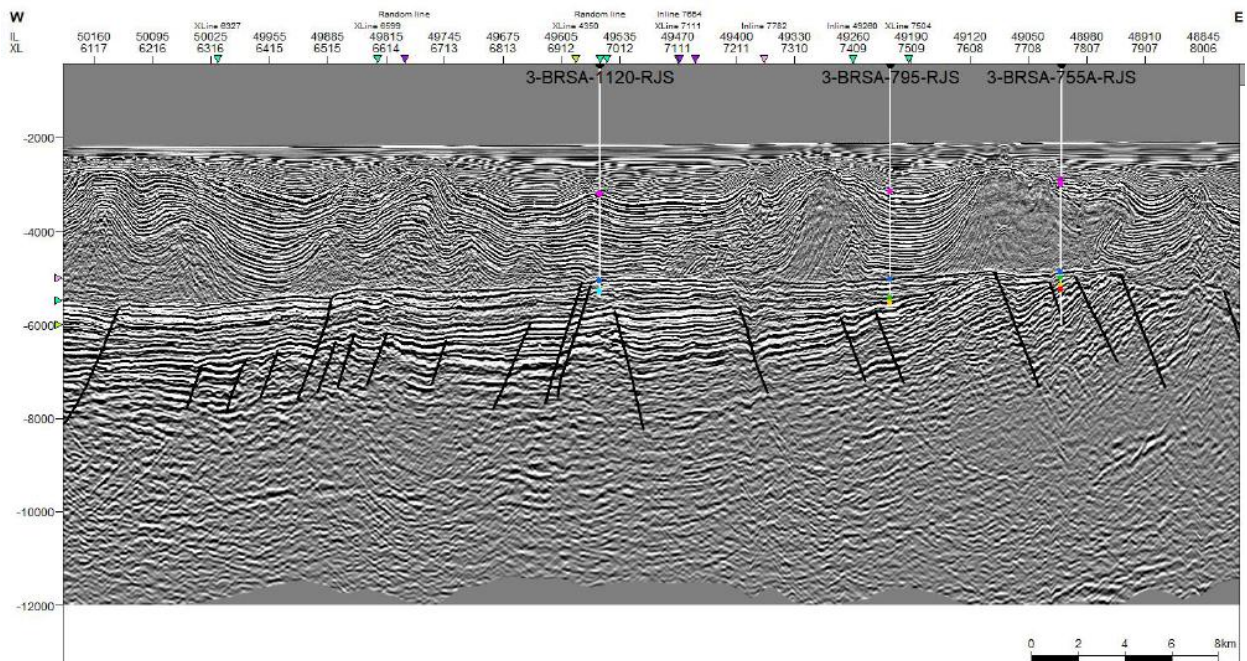


Figura 24 – Seção sísmica CC' das falhas interpretadas em amplitude (eixo em metros).

7.1.2 Classificação das Falhas

Na área de estudo podemos observar falhamentos normais e um *trend* principal NE-SW que sofre uma rotação na porção mais a norte do campo, na área de Iracema (Figura 22),

mudando para NW-SE. De maneira geral, elas apresentam uma geometria plana, com pouca tortuosidade ao longo do *strike*.

A partir da observação dos dados estruturais em mapa (Figura 26), podemos observar duas principais direções de mergulho de falhas, representando um caráter bimodal quanto ao mergulho (*dip direction*). A primeira delas com mergulho para oeste, concentradas principalmente na porção oeste do campo e a segunda, com mergulho para leste, em sua maioria, concentrada nas porções leste e norte do campo. Na porção NE do campo, é possível observar falhamentos que aparentam padrões de estrutura em flor (Figura 25).

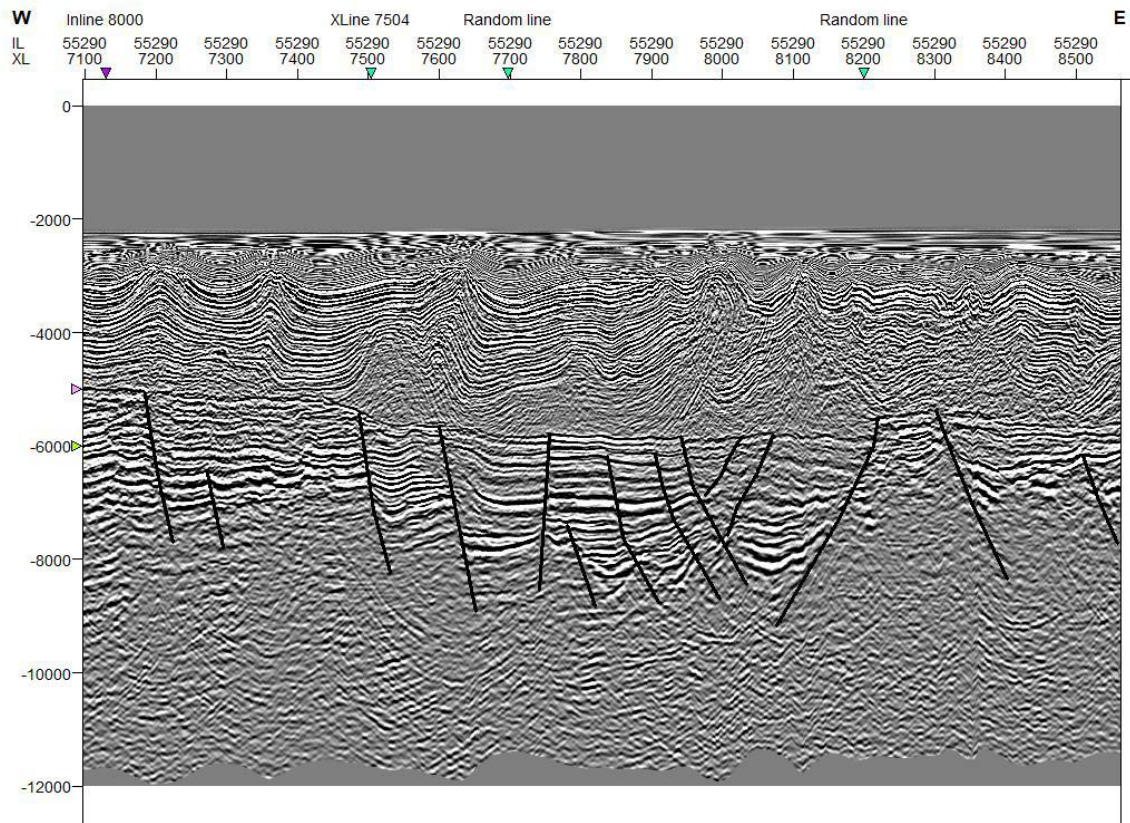


Figura 25 – Padrão de estrutura em flor encontrado em seção arbitrária na porção NE do campo.

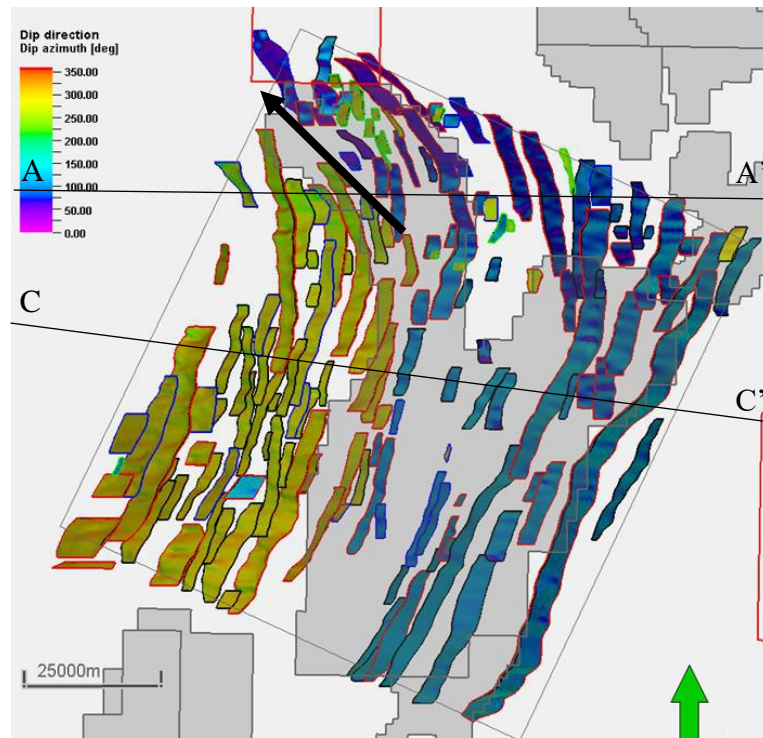


Figura 26 – Mapa com o atributo Dip Azimute das falhas mapeadas, diferenciadas quanto ao mergulho e orientação. Legenda: falhas com caimento para oeste (verde) e falhas com caimento para leste (azul). A seta em preto evidencia a mudança de direção dos falhamentos que ocorre na porção NNW.

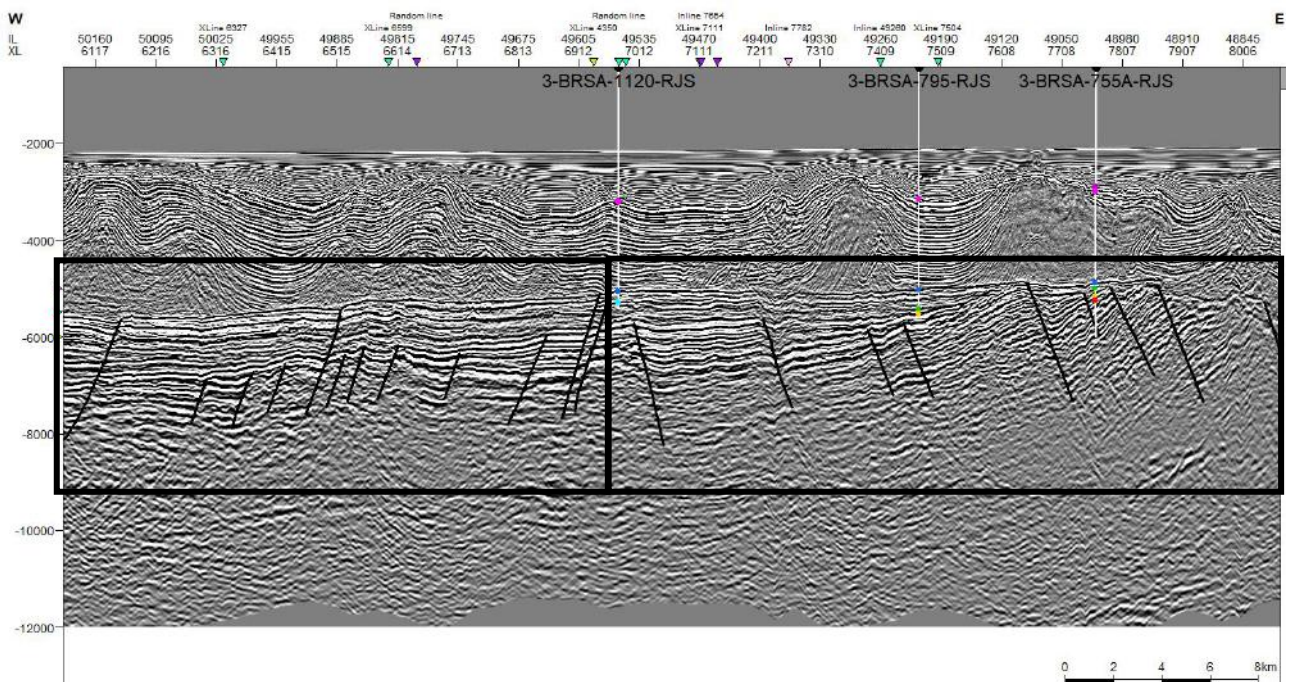


Figura 27 - Seção sísmica CC' indicando as diferentes orientações das falhas mapeadas na área de estudo, sendo possível observar um estilo estrutural em dominó. Os marcadores dos poços (pontos coloridos ao longo da trajetória do poço no intervalo do pré-sal) são referentes à: Formação

Camboriú (vermelho); Formação Piçarras (laranja); Formação Itapema (verde); Discordância intra-Alagoas (azul claro) e à Formação Barra Velha (azul escuro).

A partir dos dados estruturais obtidos foi possível plotar esses valores em um estereograma e em um diagrama de Roseta (Figura 28). Conforme observado nesses diagramas ocorrem concentrações desses dois principais mergulhos mostrados anteriormente, para leste e oeste. Sendo possível observar polos bem concentrados, com pouca variação de azimute, tanto nas falhas que mergulham para leste, de *trend* NE-SW, quase N-S (Figura 28) quanto nas falhas com *trend* NW-SE.

Outro fator importante é que ambos domínios apresentam um *range* de mergulho semelhante, variando de 45° a 75°, sendo muito íngremes.

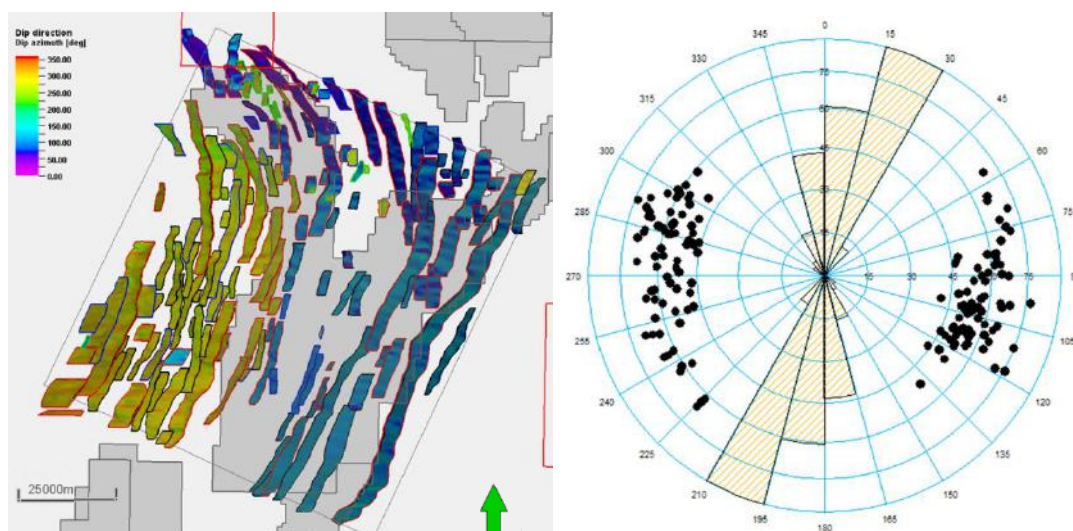


Figura 28 - O estereograma evidencia as duas concentrações de polos de falhas: (a) Mergulho para leste, a oeste do estereograma; e (b) Mergulho para oeste, a leste do estereograma. O Diagrama de Roseta indica as principais direções de falhas, com alta concentração de falhas com *trend* NE-SW, representados pelas rosetas maiores e, secundariamente, *trends* NW-SE, representados pelas rosetas menores. O *trend* principal no campo é N15-30E/S15-30W.

7.2 Mapeamento dos Horizontes Sísmicos

7.2.1 Formação Camboriú

O mapeamento desse horizonte foi realizado com o dado em amplitude (Figura 29) e com o auxílio do atributo *Sweetness* (Figura 31) e dos perfis sônico, densidade e perfil litológico de 6 poços (Figura 29), que são os únicos que alcançam as cotas desse horizonte.

O intervalo subjacente a este horizonte é caracterizado, no perfil sônico, por altos valores de tempo de trânsito - chegando a 120 ms/ft – que diminuem significativamente ao chegar no Topo da Formação Camboriú, marcando assim a transição dos basaltos da Formação Camboriú (embasamento econômico) para os folhelhos da Formação Piçarras, sobrejacentes. Na sísmica, o topo da Formação Camboriú é interpretado como um forte pico positivo e sua sismofácies é caracterizada por refletores de alta amplitude sísmica, em padrão concordante e contínuo. Além disso, é possível observar que a morfologia dessa superfície condiciona a topografia dos estratos sobrejacentes, evidenciado pelos altos estruturais que se reproduzem nos horizontes sobrejacentes (Figuras 30 e 31).

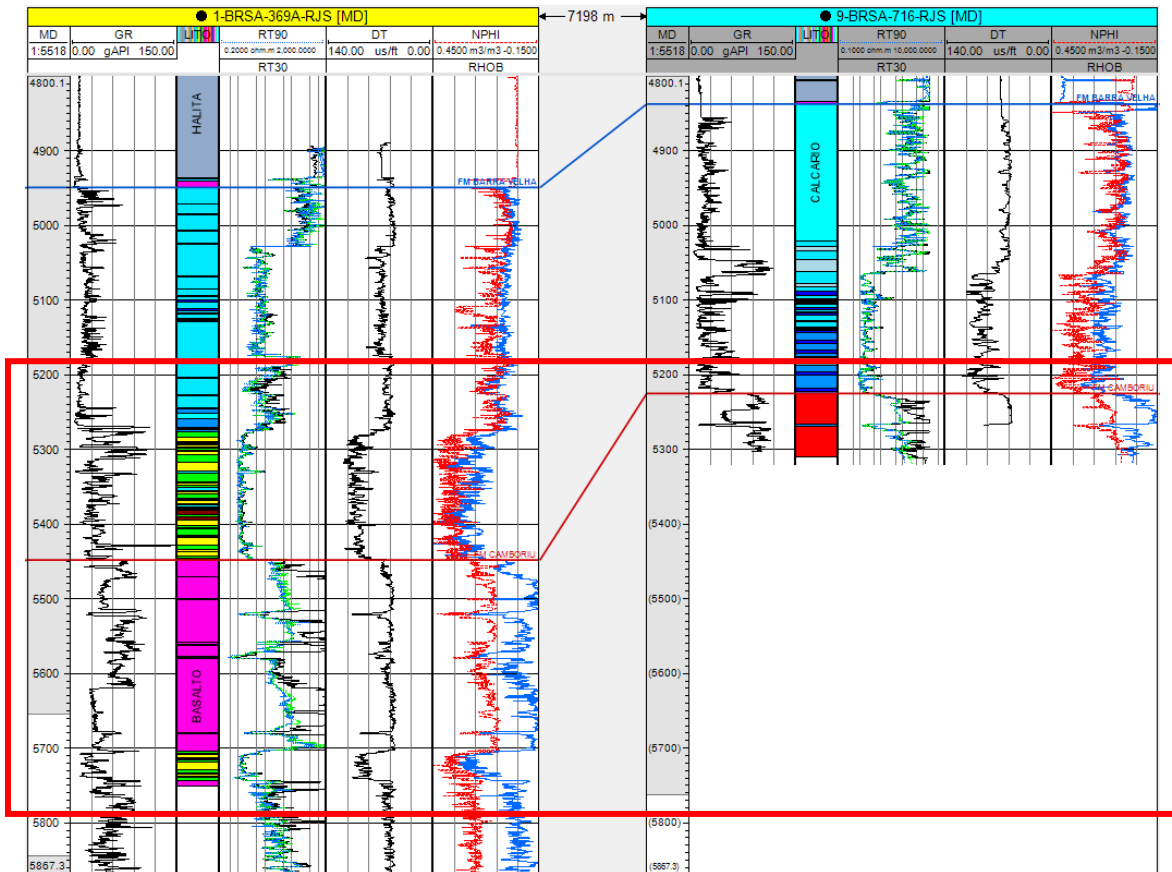


Figura 29 – Representação de dois dos poços que alcançam a Fm. Camboriú e suas respectivas curvas de Log, com o topo da formação em destaque na cor vermelha (intervalo destacado pelo retângulo vermelho).

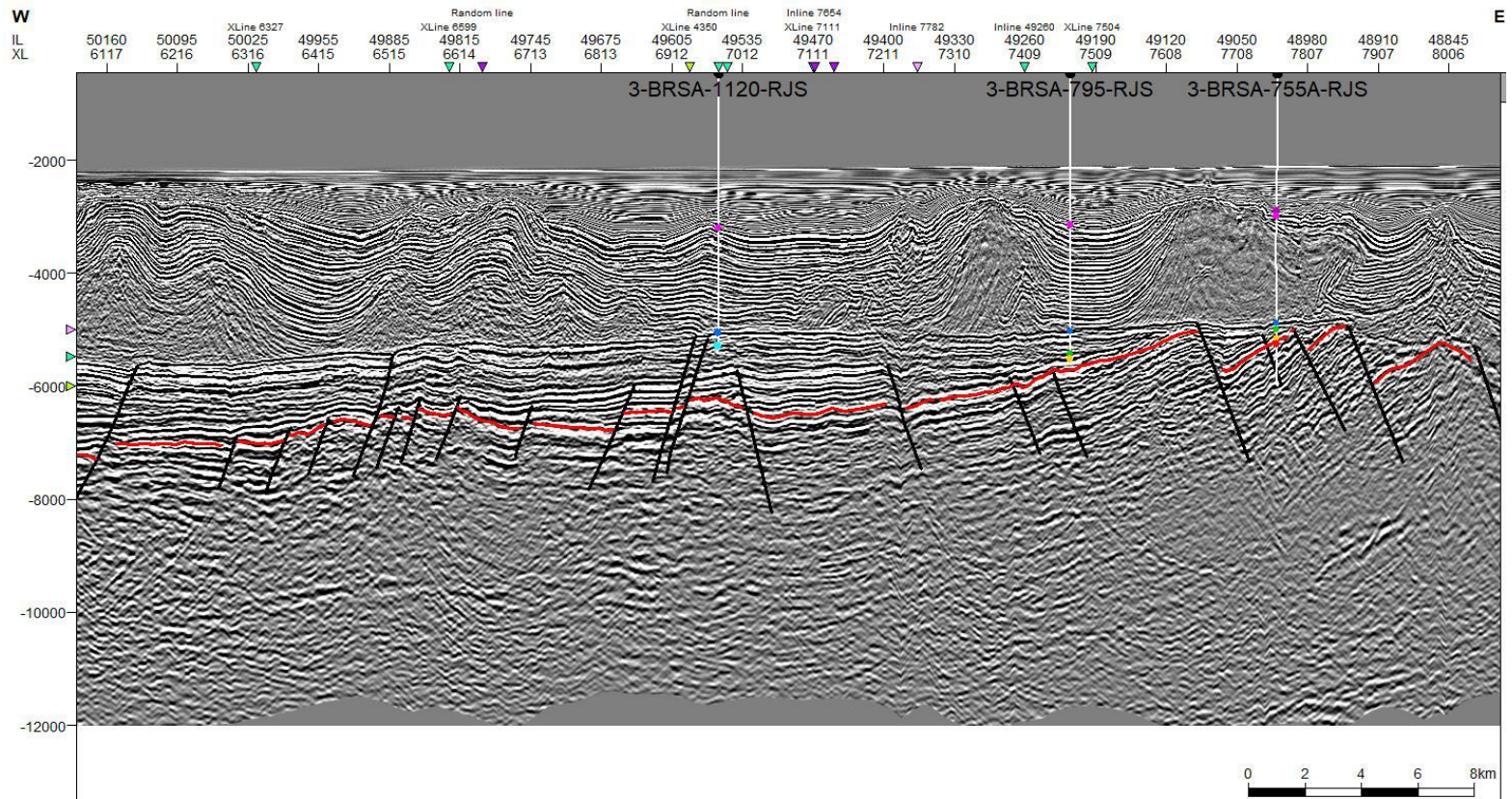


Figura 30 - Seção sísmica CC', mapeada em amplitude, com as falhas interpretadas, e apresentando o topo do embasamento econômico (representado pela linha vermelha).

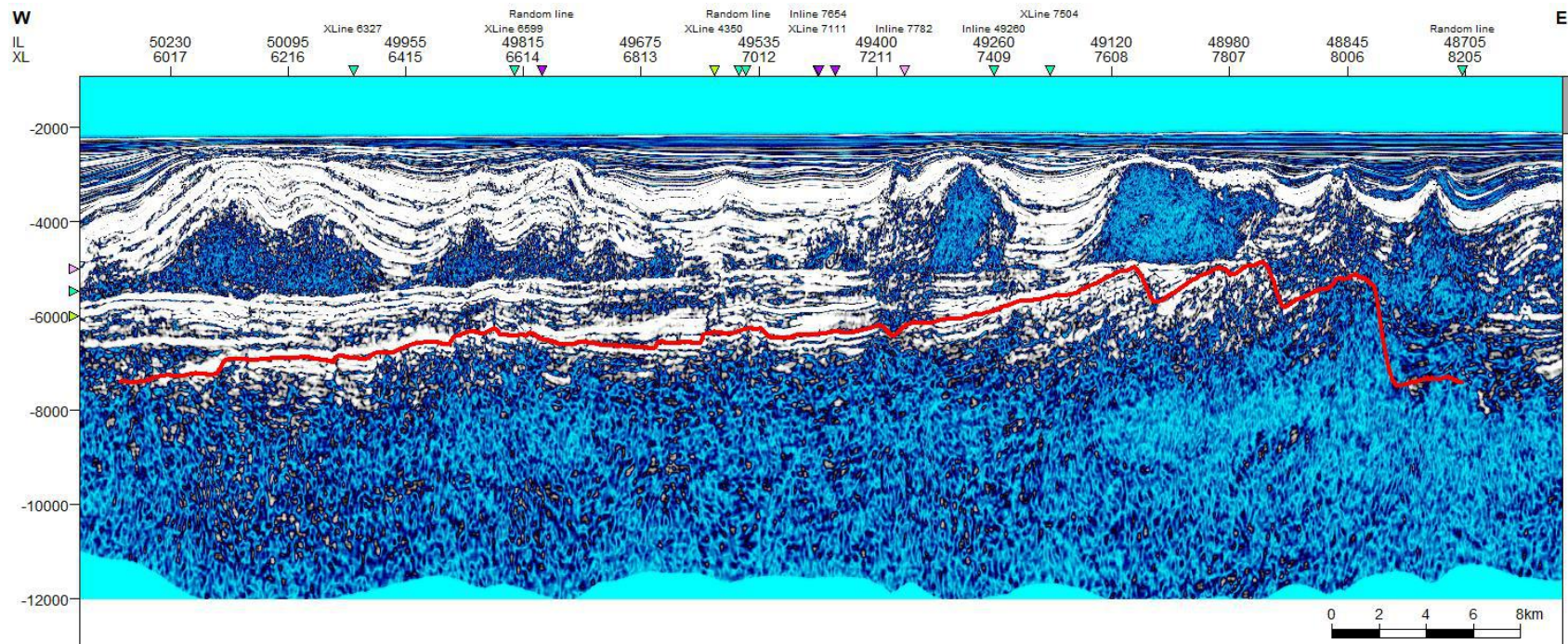


Figura 31 - Seção sísmica CC' com o atributo Sweetness e o Topo do Embasamento econômico representado pela linha vermelha.

7.2.2 Formação Barra Velha

O horizonte do topo da Formação Barra Velha é interpretado no dado sísmico em amplitude (Figura 33) por um refletor de alta amplitude positiva que representa a passagem dos calcários lacustres da Fm. Barra Velha para os evaporitos da Fm. Ariri. Esse refletor que se mostra bem destacado na sísmica, de fácil reconhecimento, apresenta-se, em muitos locais, limitado por discordância erosiva. O forte contraste de impedância acústica deste refletor é marcado principalmente pela presença de uma camada de anidrita de poucos metros na base do sal.

No perfil sônico (Figura 32), esse horizonte é representado por uma velocidade positiva relacionada a passagem de uma curva de velocidade de trânsito constante para um padrão serrilhado na passagem dos evaporitos para os carbonatos. Ocorre de forma nítida nos cinco perfis geofísicos utilizados, principalmente no perfil de densidade.

As sismofácies desta formação, numa perspectiva geral, possuem refletores majoritariamente contínuos, de configuração regular a subparalela, de alto contraste de impedância acústica. O horizonte apresenta terminações em truncamento erosivo nas regiões de altos estruturais a leste e concordantes nas demais porções da área estudada.

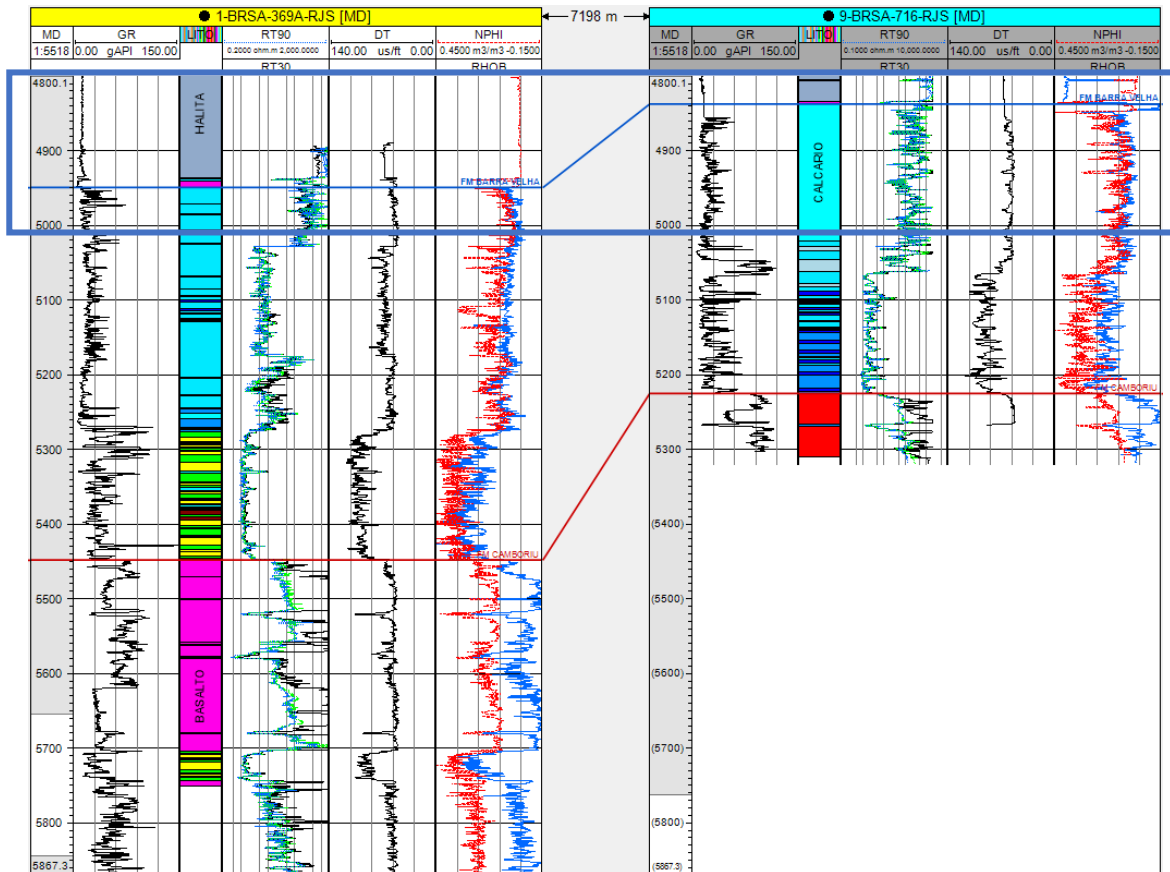


Figura 32 - Representação de dois dos poços que alcançam a Fm. Barra Velha e seus respectivos perfis geofísicos, com o topo da formação em destaque na cor azul.

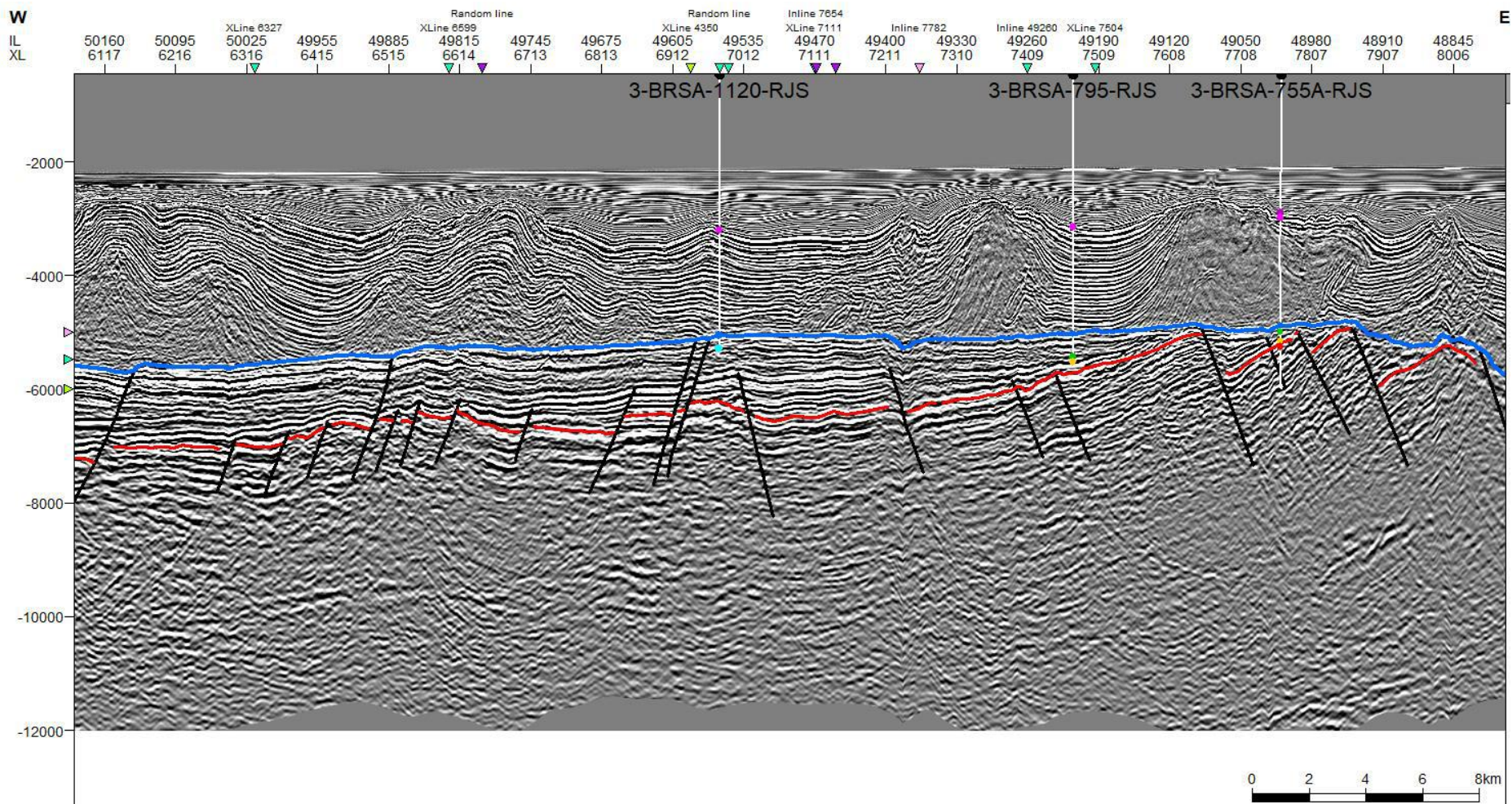


Figura 33 – Seção sísmica CC' interpretada com dois dos horizontes mapeados, com destaque para o Topo da Formação Barra Velha, cujo horizonte é representado pela linha azul.

7.2.3 Topo da Formação Ariri

O intervalo correspondente a seção evaporítica da bacia ocorre do Topo da Formação Ariri ao Topo da Formação Barra Velha e, assim como os demais horizontes, apresenta um pico positivo com a passagem dos folhelhos, margas e arenitos da Formação Guarujá para os evaporitos que compõem a Formação Ariri. O mapeamento do topo desse intervalo não pôde ser feito com o auxílio dos perfis geofísicos, pois a maioria dos poços utilizados no trabalho não adquiriram os dados no nível desta superfície, tendo sido utilizados somente os marcadores litoestratigráficos e o dado sísmico (Figura 34).

O horizonte sísmico, que se encontra intensamente deformado e falhado devido à halocinese, apresenta alta amplitude positiva e é caracterizado por três tipos de sismofácies: (1) Sismofácies transparente e de baixo contraste de impedância acústica; (2) Sismofácies plano-paralela com refletores contínuos de alto contraste de impedância acústica - devido as estratificações internas dos diápiros de sal e; (3) Sismofácies com refletores de alta e média amplitude, ondulados e descontínuos.

O mapeamento desse horizonte (Figura 35) foi realizado de forma a se fazer um modelo de velocidade e tirar os efeitos de *pull up* – fenômeno de velocidades sísmicas anômalas, onde um estrato próximo a uma camada rasa ou uma feição com alta velocidade sísmica, como uma camada ou domo de sal, rodeados por rochas de menor velocidade sísmica, provoca uma deflexão côncava para baixo dos refletores sísmicos, visualmente semelhante a um alto estrutural sob elas. Após a correção de tempo para profundidade, esse aparente alto estrutural geralmente se apresenta mais suavizado (Glossário Schlumberger) - da sísmica em tempo.

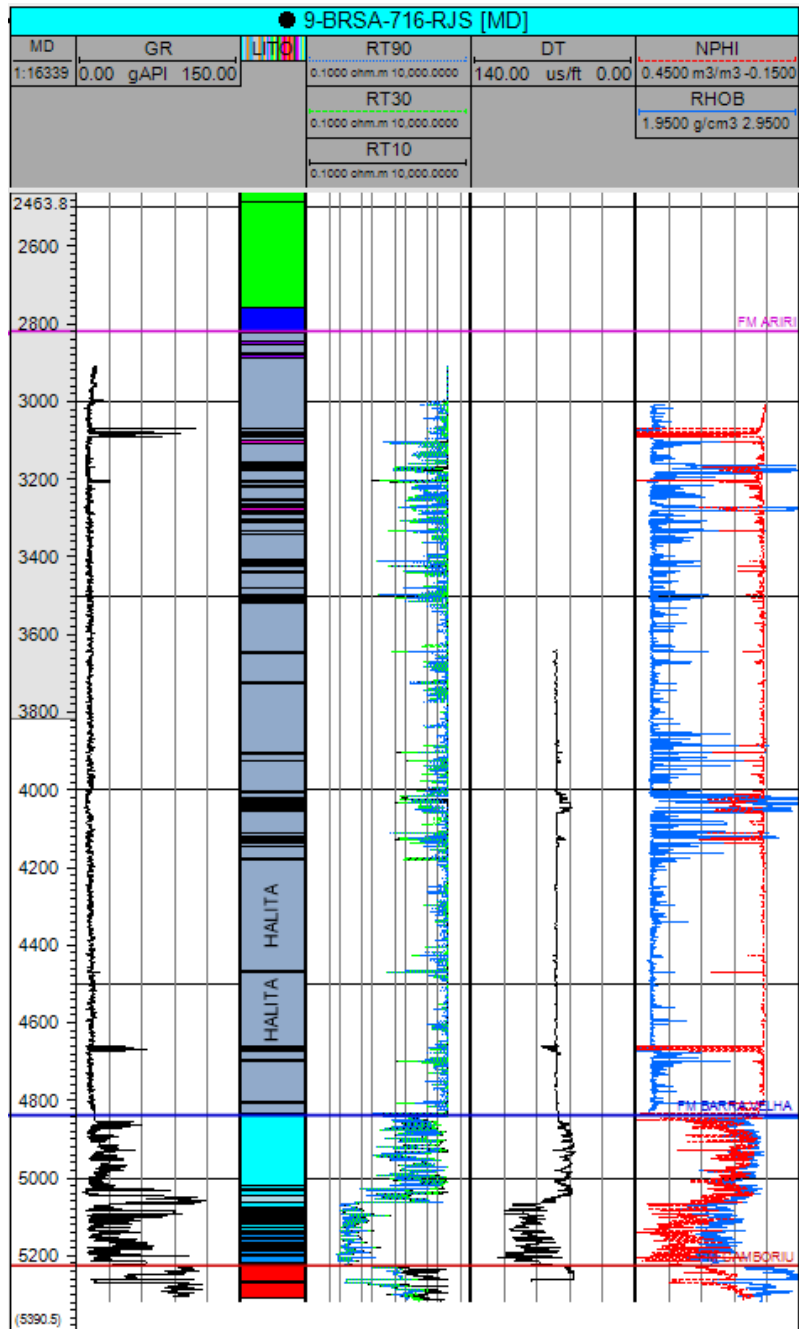


Figura 34 - Representação de um dos poços, onde podemos observar a não continuidade dos perfis geofísicos até o topo da superfície (Fm. Ariri).

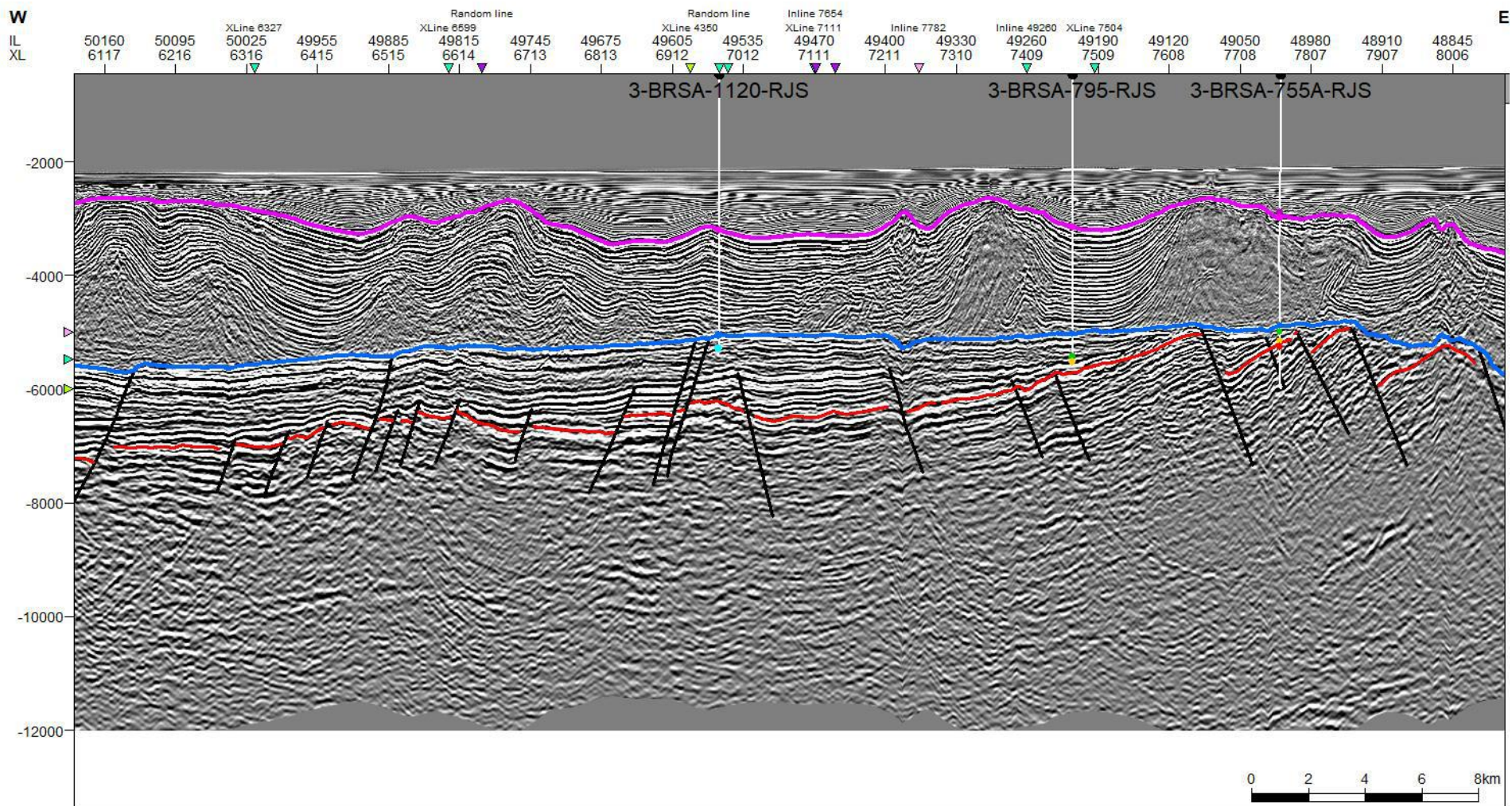


Figura 35 -Seção sísmica CC' interpretada com os três horizontes mapeados, com destaque para o Topo da Formação Ariri, cujo horizonte é representado pela linha rosa.

7.2.4 Falhas com os horizontes sísmicos

Além da subdivisão das falhas em domínios referentes ao mergulho e azimute, uma outra característica relevante observada a partir do mapeamento das falhas, em conjunto com o mapeamento dos horizontes sísmicos (Figura 36), foi a propagação das mesmas em relação às camadas sobrejacentes ao embasamento econômico. Foram então observadas falhas afetando somente o embasamento econômico (classificadas na cor preta), falhamentos que seccionam os estratos sobrejacentes, atingindo os depósitos mais antigos da fase Sin-rifte da bacia (classificadas na cor azul), falhas que atingem o topo da Formação Barra Velha (em vermelho) e falhamentos que não afetam o embasamento, mas que cortam as camadas do pré-sal, podendo ou não alcançar a base do sal (em verde).

A porção sudoeste do campo apresenta alta concentração de falhas restritas ao embasamento (Figura 40), que ocorrem de forma menos expressiva nas demais regiões, e apresentam pouco ou nenhum prolongamento para as camadas de formações litoestratigráficas sotopostas à esta unidade, por serem falhas de comprimento curto, com pouca extensão e rejeito, como é possível observar nas Figuras 39 e 40. Através dos marcadores litoestratigráficos dos poços, podemos observar que a maioria das falhas que se prolongam para além do embasamento (Figuras 38, 40 e 41) - alcançando as seções Sin-Rifte e *Sag* - se estendem até a Discordância Intra-Alagoas (marcador azul claro) e se encontram dispersas na porção oeste do campo. As falhas que se propagam do embasamento até a base do sal são as que apresentam maior comprimento, extensão e rejeito e ocorrem ao longo de todo o campo (Figuras 36 a 41). Por fim, é possível também observar a ocorrência de pequenas falhas com orientação quase N-S, diferente das demais na região, altamente concentradas no extremo norte do campo, na região de Iracema, e que não se prolongam a partir do embasamento econômico, seccionando somente as camadas superiores a essa superfície. Essas falhas podem ou não apresentar rejeito na base do sal (Figura 37 e 41).

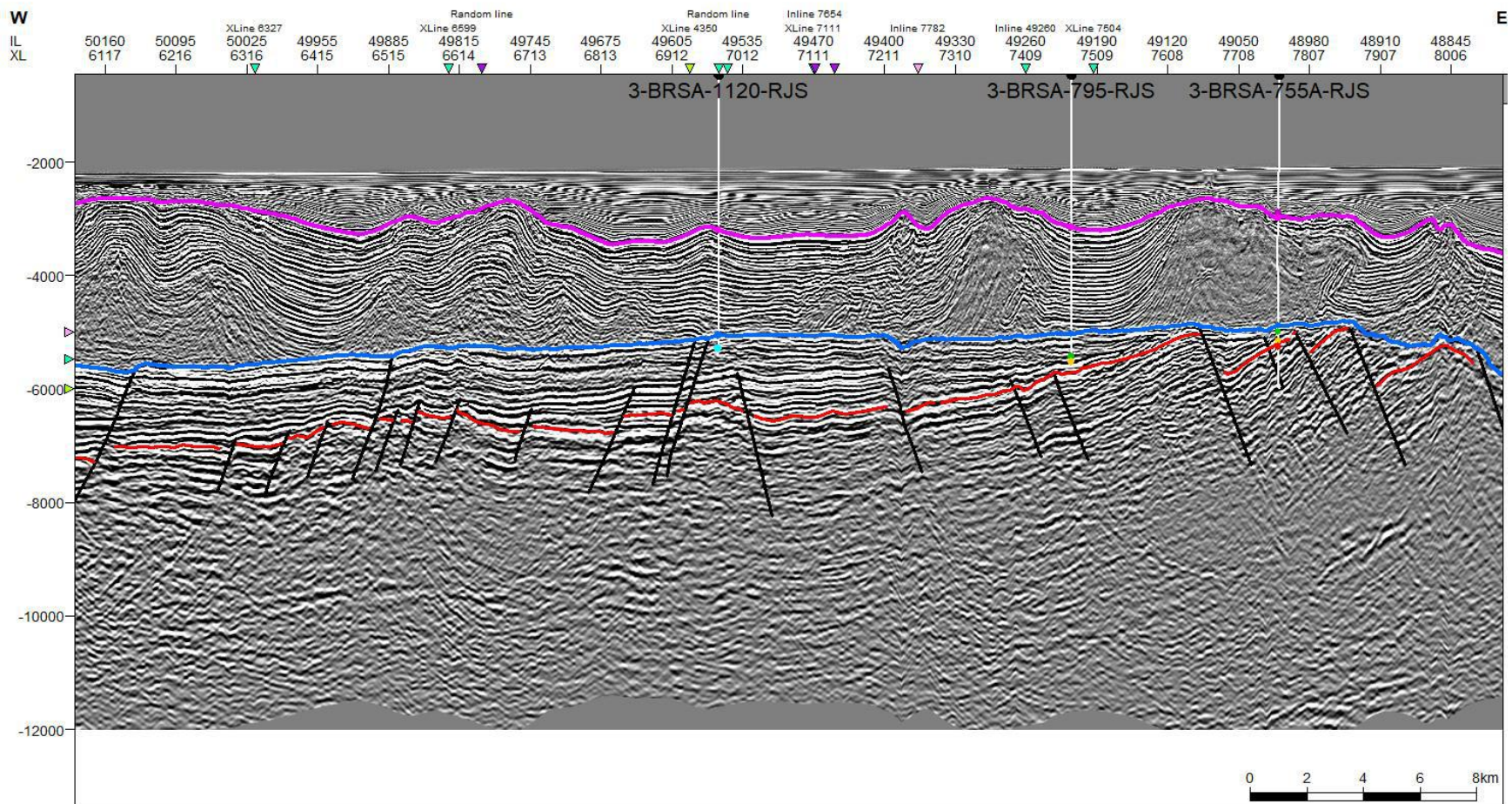


Figura 36 - Seção sísmica CC' mostrando as falhas e os horizontes mapeados no trabalho, sem a classificação das falhas em cores diferentes. Os marcadores dos poços (pontos coloridos ao longo da trajetória do poço no intervalo do pré-sal) são referentes à: Formação Camboriú (vermelho); Formação Piçarras (laranja); Formação Itapema (verde); Discordância intra-Alagoas (azul claro) e à Formação Barra Velha (azul escuro).

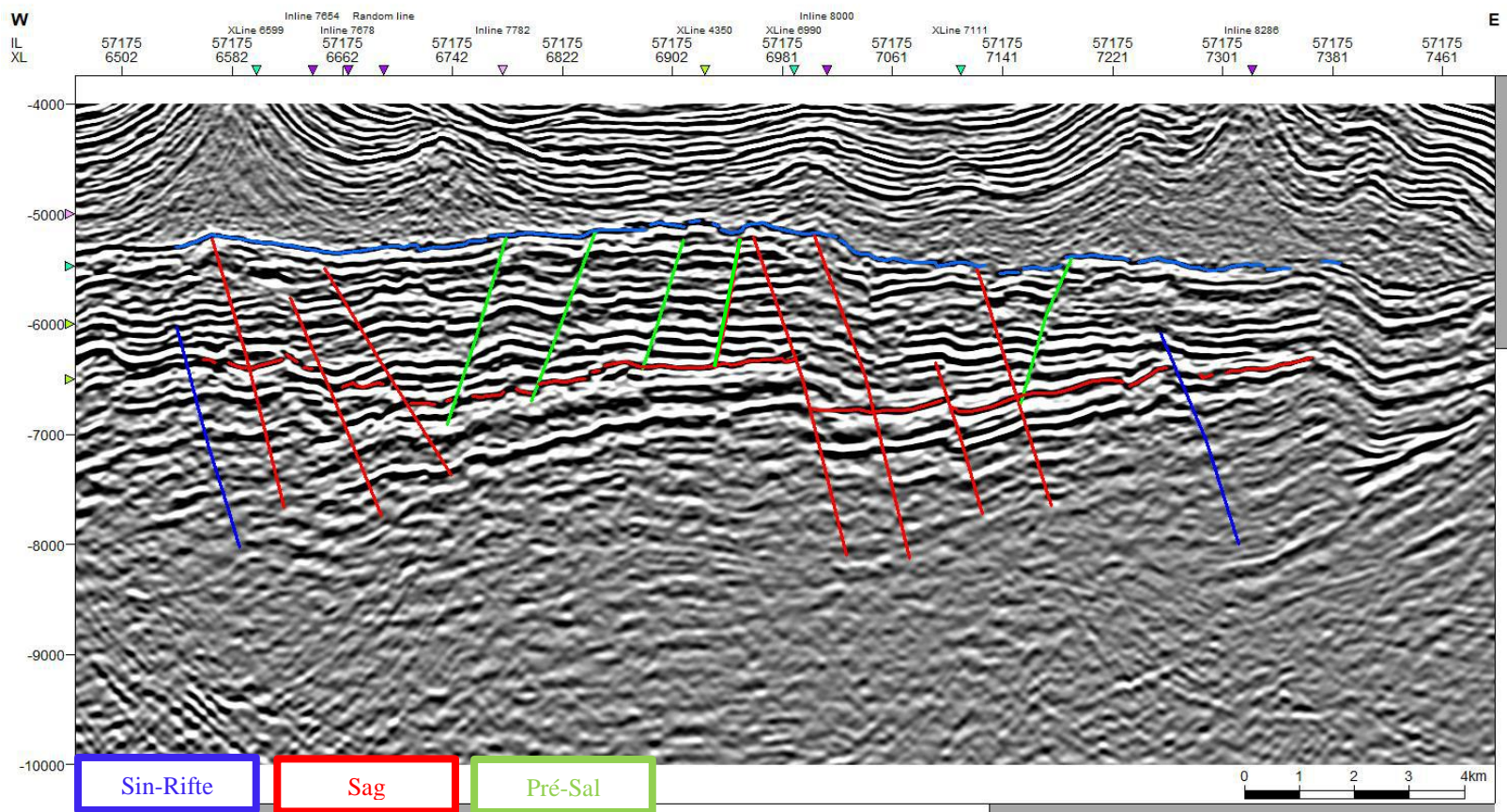


Figura 37 - Seção sísmica AA' mostrando a porção a extremo norte do campo, na região de Iracema, onde podemos observar falhamentos vermelhos ocorrendo de modo expressivo desde o embasamento até a Formação Ariri, falhas azuis ocorrendo de modo disperso e pouco representativo, do embasamento até a Discordância intra-Alagoas e falhamentos em verde concentrados a NNW entre os horizontes do embasamento econômico e topo da Formação Barra Velha.

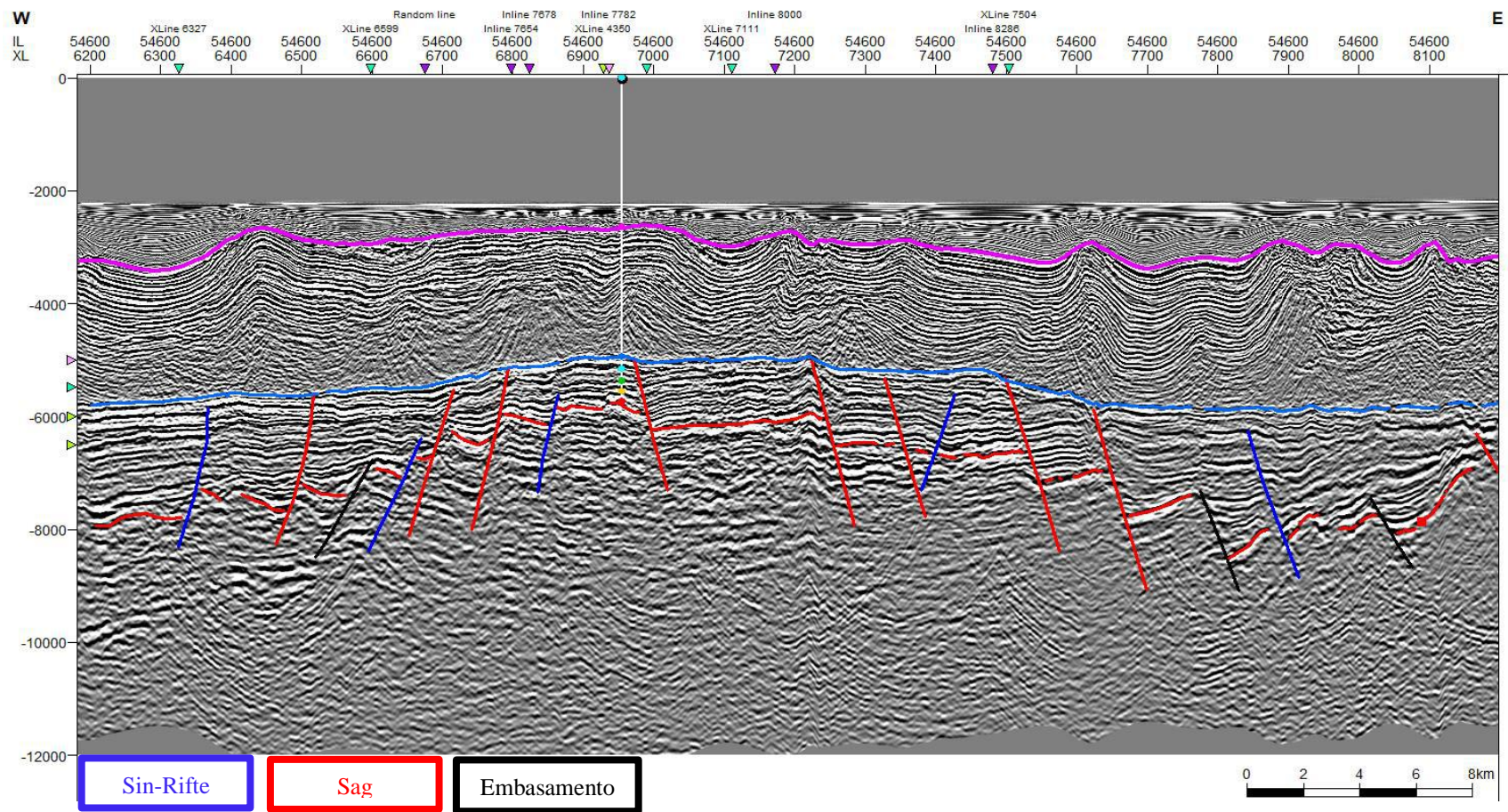


Figura 38 – Seção sísmica BB' mostrando a porção norte do campo, onde podemos observar a ocorrência pouco expressiva de falhamentos de cor preta, falhas de cor azul e vermelha ocorrendo de forma dispersa ao longo da seção e que já não ocorrem as falhas classificadas em verde nessa região. Legenda: em preto, falhas que se restringem ao embasamento; em azul, falhas que seccionam as fases Sin-Rifte e Sag e em vermelho, falhas que se estendem até a base do sal.

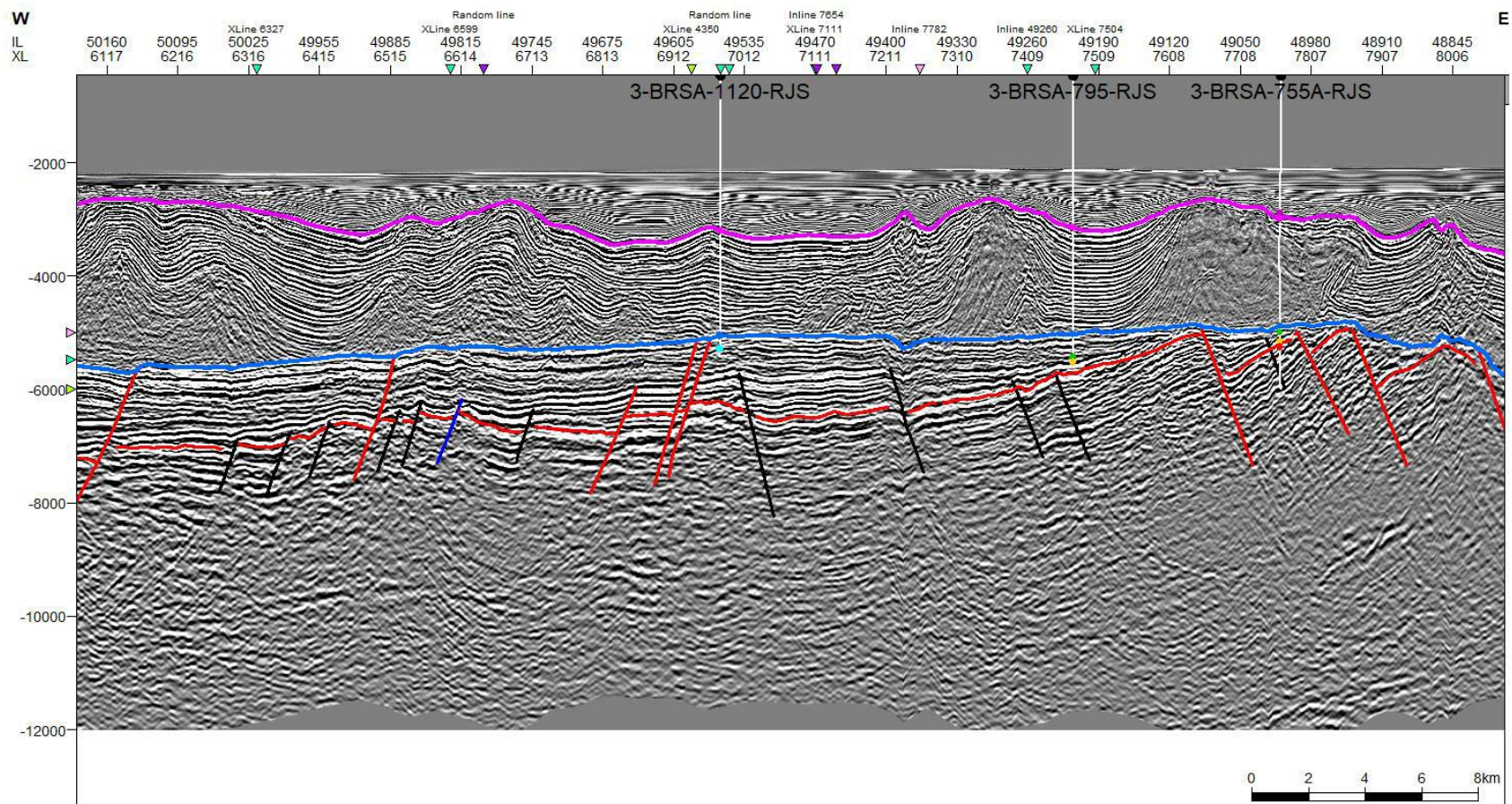


Figura 39 - Seção sísmica CC' mostrando a porção central do campo, onde podemos observar a ocorrência de falhas na cor preta ao longo de outras porções do campo, falhas vermelhas ocorrendo de forma mais dispersa e falhas azuis ocorrendo de forma pouco representativa. Legenda: em preto, falhas que se restringem ao embasamento econômico; em azul, falhas que seccionam as fases Sin-Rifte e, em vermelho, falhas que se estendem até a base do sal.

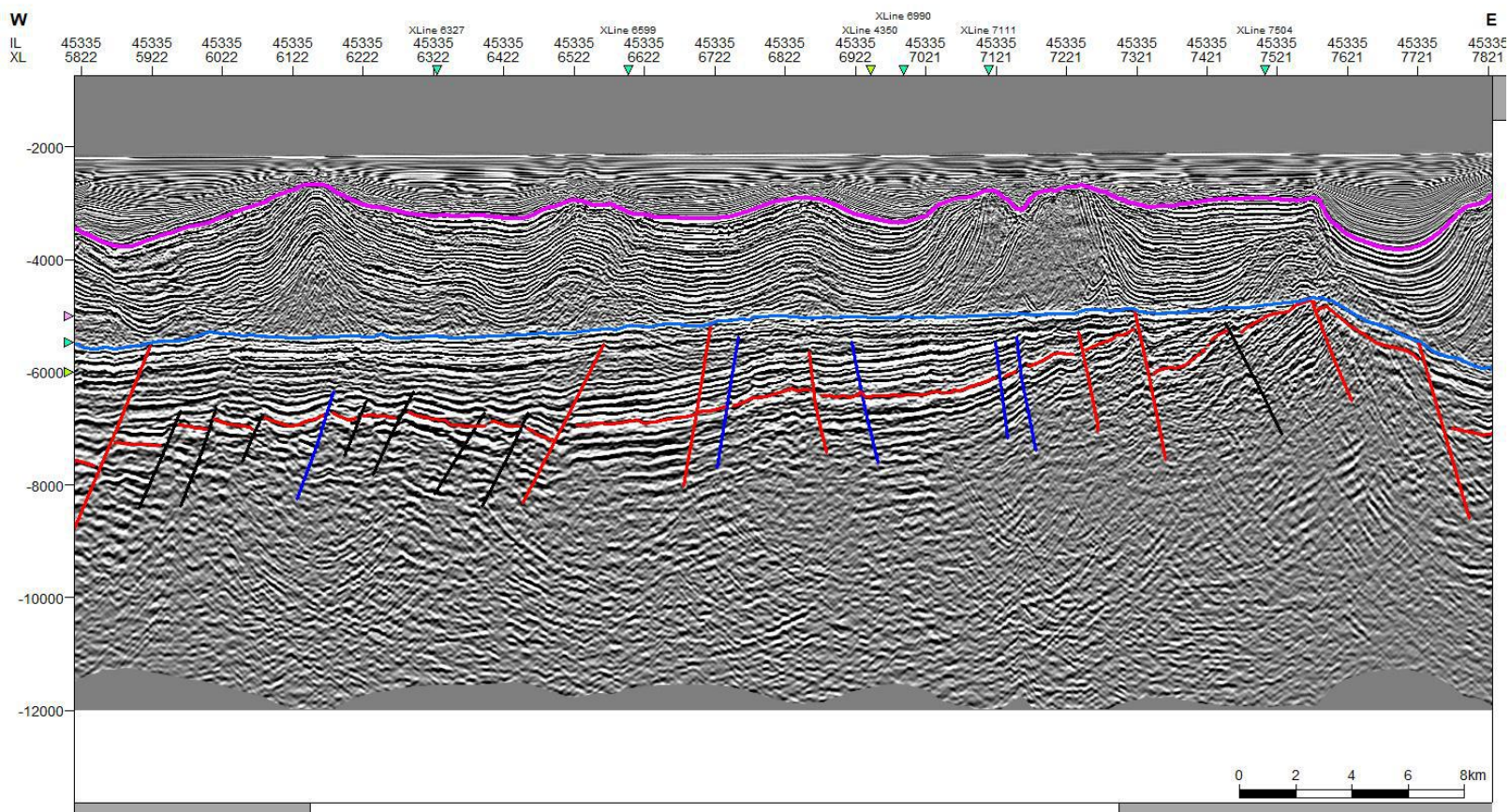


Figura 40 - Seção sísmica DD' mostrando a porção sul do campo, onde é possível observar uma concentração e predominância das falhas em preto a SW e uma maior ocorrência das falhas azuis. Legenda: em preto, falhas que cortam somente o embasamento; em azul, falhas que seccionam as fases Sin-Rifte e Sag e, em vermelho, falhas que se estendem até a base do sal.

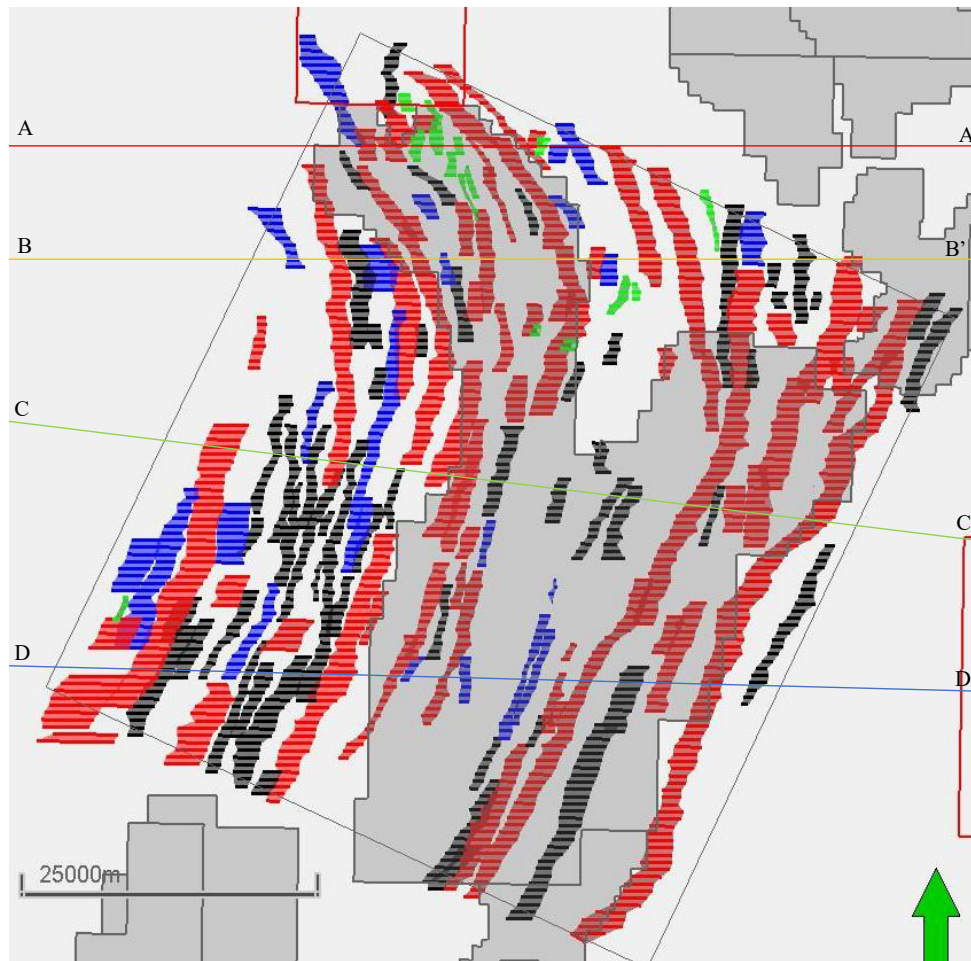


Figura 41 - Visão em mapa das principais falhas do campo com ênfase na extensão das mesmas em relação ao embasamento e as camadas sotopostas a ele. Na cor preta, as falhas restritas ao embasamento; em azul as que interceptam as seções Sin-Rifte e Sag; em vermelho, as falhas que se estendem até o sal e, em verde, as falhas que ocorrem entre os horizontes do embasamento econômico e topo da Formação Barra Velha.

7.3 Análise tectônica

7.3.1 Geração de Mapas estratigráficos

7.3.1.1 Formação Camboriú

O mapa estrutural do embasamento econômico no local estudado (Figura 42), em profundidade, mostra variação topográfica de -4.500 m a -8.400 m, com profundidade média de cerca de -6.750 m. A partir do mapa de contorno estrutural pode-se observar, na porção leste, as estruturas com os valores de cotas mais altos - referentes ao alto de Tupi - que

apresentam um padrão escalonado. Os rejeitos das falhas podem ser bem observados no mapa de contorno estrutural em 3D (Figura 43 e 44), com os rejeitos progressivamente maiores em direção à porção leste do campo, com os maiores valores sendo referentes às falhas que bordejam os altos do embasamento.

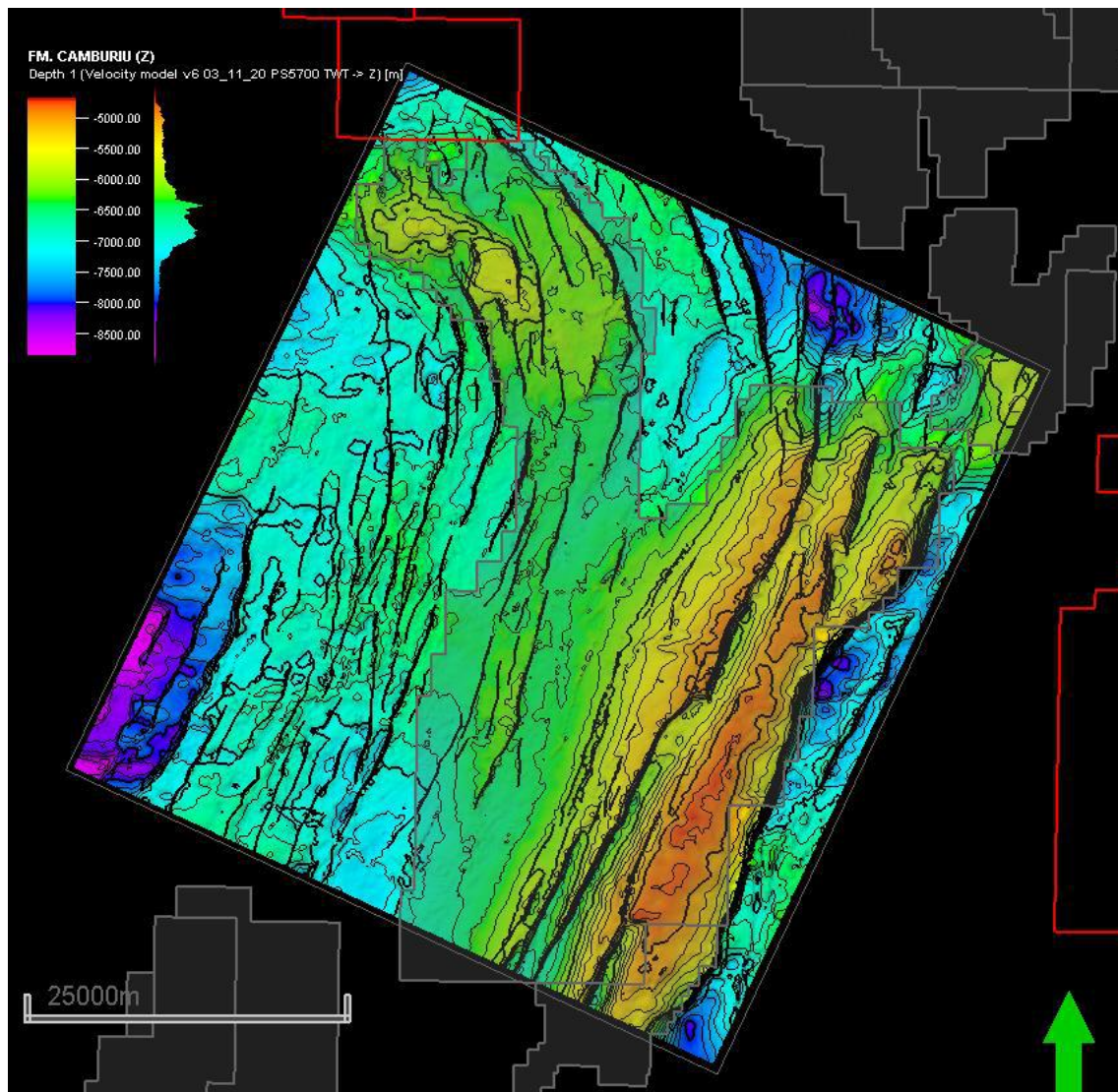


Figura 42 - Mapa de contorno estrutural do topo do Embasamento Econômico em profundidade. Regiões descontínuas em preto representam as falhas que cortam a superfície. I.C = 250*.

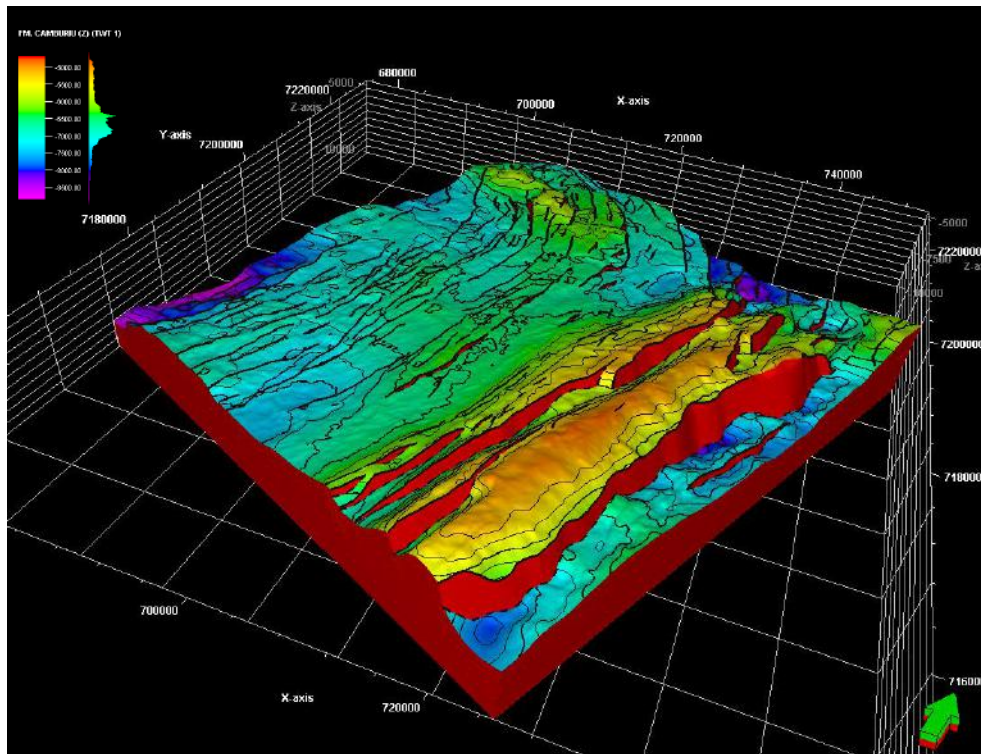


Figura 43 - Mapa de contorno estrutural 3D do topo do Embasamento Econômico em profundidade. As falhas são representadas pelas regiões marcadas em vermelho, bem evidentes na porção leste do campo. I.C = 250.

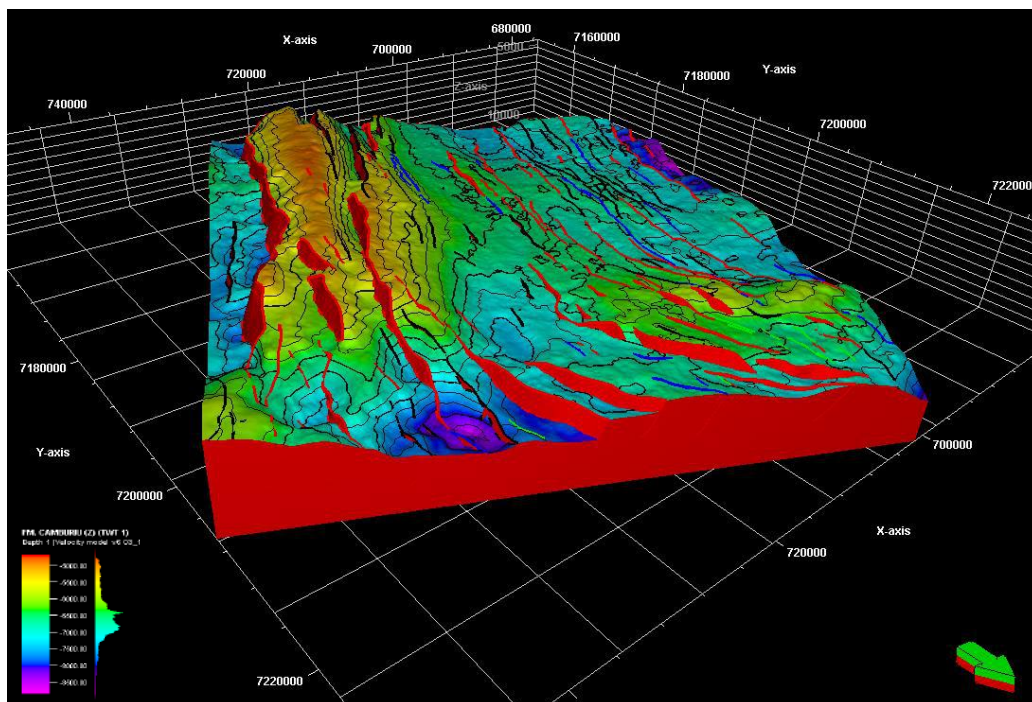


Figura 44 - Mapa de contorno estrutural 3D do topo do Embasamento Econômico em profundidade com as falhas nas cores referentes à classificação quanto a extensão. I.C = 250 m. Falhas de contorno preto são as restritas à Fm. Camboriú; em azul são as que se estendem até a Discordância intra-Alagoas; e, em vermelho, as que vão até o topo da Fm. Barra Velha.

7.3.1.2 Formação Barra Velha

Na área de estudo, esse horizonte sísmico apresenta cotas variando de -4.500 m a -6.200 m, com profundidade média de cerca de -5.000 m (Figura 45). Este horizonte apresenta-se afetado por uma menor densidade de falhas e possui uma geometria muito semelhante à do embasamento, como pode ser observado na Figura 45. Através da comparação entre o mapa de contorno estrutural e o mapa de espessura verdadeira do intervalo Pré-sal com o mapa de contorno estrutural do embasamento econômico - confeccionado a partir do mapeamento do topo da Formação Camboriú e do topo da Formação Barra Velha - observa-se que o embasamento reflete tanto na geometria da base do sal quanto na espessura do intervalo (Figura 46).

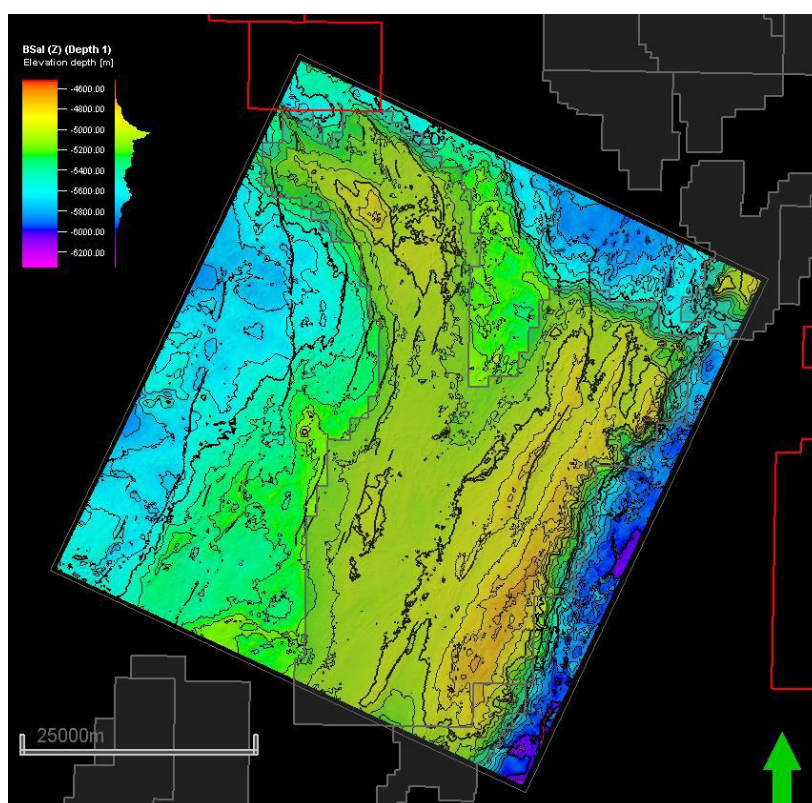


Figura 45 - Mapa de contorno estrutural do topo da Formação Barra Velha em profundidade. I.C = 100 m.

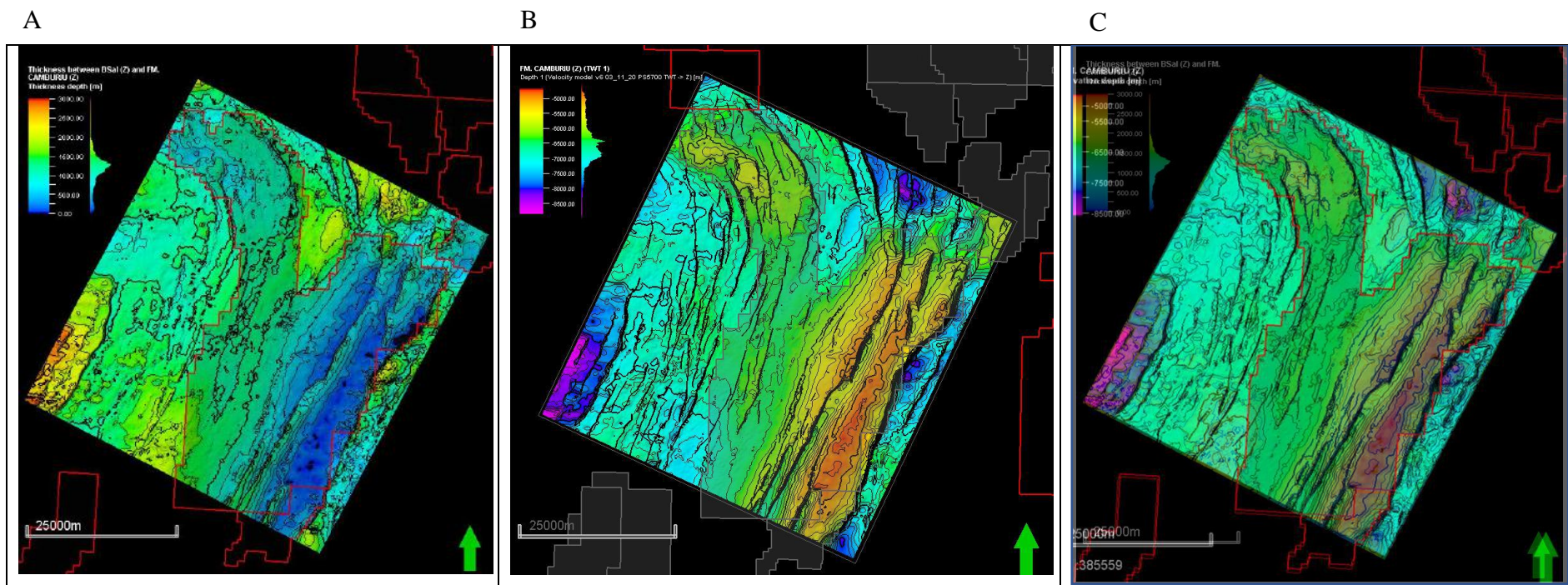


Figura 46 – (A) Mapa de espessura do intervalo Pré-sal em profundidade; I.C = 250 m. (B) Mapa de contorno estrutural do embasamento; I.C = 250 m. e (C) Sobreposição do mapa de espessura do intervalo Pré-sal com o mapa de contorno estrutural da Formação Camboriú.

7.3.1.3 Formação Ariri

O mapa de contorno estrutural e o histograma desse horizonte mostram variação topográfica de -2.400 m a -5.000 m, com profundidade média de cerca de -3.200 m e espessuras que variam de 800 a 3.600 m (Figura 47). Esse horizonte foi mapeado de forma que fosse possível a geração do modelo de velocidade para o processo de conversão da sísmica. Não foi feita uma análise acerca das estruturas e geometrias apresentadas pelos corpos evaporíticos.

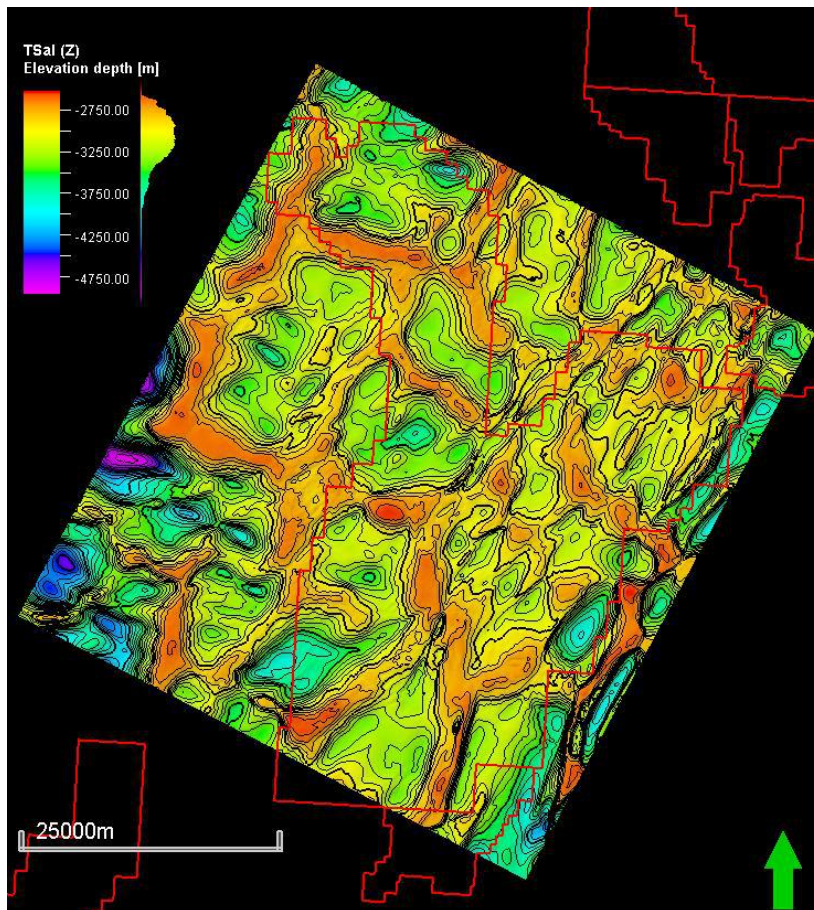


Figura 47 – Mapa de contorno estrutural do topo da Formação Ariri em profundidade.

8 DISCUSSÕES

A partir da integração entre os resultados apresentados no presente trabalho e de conhecimentos já disponíveis na literatura, é possível fazer considerações sobre: a caracterização estrutural e temporal das falhas identificadas e a correlação das geometrias das superfícies mapeadas.

8.1 Caracterização estrutural das falhas

A partir da análise descritiva das falhas e da classificação feita no item 7.1, podemos observar um padrão dominante de falhas normais, apresentando mergulhos que variam de 45° a 70° e orientação NE-SW que sofre rotação na região de Iracema, passando a apresentar orientação NW-SE e feições de movimento lateral. Dessa forma, é possível identificar dois diferentes regimes estruturais.

Na porção central e sul do campo de Tupi, as falhas apresentam orientação NE-SW, podendo ser divididas em dois grupos de acordo com seu mergulho. O primeiro grupo de falhas mergulha entre 45° a 75° para leste, podendo classificá-las como falhas sintéticas. Essa direção é coincidente com as falhas normais NE-SW geradas pelo estiramento crustal causado pelo processo de rifteamento descrito por Moreira *et al.* (2007). O segundo grupo de falhas, nessas mesmas regiões, mergulha para oeste, apresentando mesma variação dos valores de mergulho, podendo classificá-las como falhas antitéticas, por apresentarem direção discordante das falhas geradas durante o rifte.

Na porção norte do campo de Tupi, as falhas apresentam uma significativa mudança de *strike*, apresentando orientação NW-SE. Essa mudança de orientação, segundo Gomes *et al.* (2012), estaria relacionado a um sistema de transferência, e esse sistema pode estar

relacionado à zona de transferência de Iracema como parte do contexto estrutural do “S” de Santos (Figura 19). Os dados aqui apresentados são coerentes com o movimento dextral da Zona de Transferência e com a alternância de mergulho observadas nessa região (Informação oral)². Essa inflexão observada, portanto, seria resultado da movimentação regional de uma zona de transferência, coincidente com a inflexão do “S”. Corroborando com essa hipótese, foram encontradas falhas menores escalonadas, com orientação quase N-S, entre falhas principais de *trend* NW-SE, podendo configurá-las como falhas de padrão *en echelon* (Figura 26). Além disso, na porção NE do campo, é possível observar falhamentos que aparentam padrões de estrutura em flor negativa (Figura 25). Dessa forma, é possível interpretar essas estruturas como pertencentes a um ambiente tectônico de transcorrência, com movimento oblíquo extensional, conforme conceituado no item 6.4.2.

8.2 Caracterização temporal das falhas

Outro relevante fator para caracterização estrutural e estratigráfica do campo, é a compreensão da atuação temporal das falhas identificadas no trabalho. A partir disso, é possível discriminar as falhas baseado nesse fator, separando-as em quatro grupos.

O primeiro grupo de falhas, classificadas em preto nas imagens apresentadas no item 7.2.4, secciona somente o embasamento econômico, apresentando pequenas extensões estratigráficas, pouco rejeito e pouco ou nenhum prolongamento para as camadas de formações sotopostas à Formação Camboriú. Essas falhas estão concentradas principalmente na porção sudoeste do campo e ocorrem de forma menos expressiva nas demais regiões. A curta extensão e a ausência de deslocamento e de rejeito nas camadas superiores ao embasamento indicam que a atividade dessas falhas cessa ainda nos estágios iniciais do rifteamento, sugerindo que essas são falhas mais velhas que os outros grupos de falhas.

²Apresentação do tema “Arquitetura tectônica e cinemática do rifte de Santos”, por Luciano Magnavita, GIECAR, 2021.

O segundo grupo de falhas, classificadas em azul no item 7.2.4, seccionam os estratos da fase Sin-rifte, se estendendo desde o embasamento e podendo alcançar até a Discordância intra-Alagoas. Essas falhas ocorrem dispersas, principalmente na porção a oeste do campo. A extensão intermediária dessas falhas indica que houve reativação de estruturas anteriores, permitindo essa propagação para camadas superiores, e posterior interrupção dessa movimentação, de modo que não atingissem as camadas mais superiores.

O terceiro grupo de falhas, classificadas em vermelho, são as falhas de maior comprimento e rejeito (Figuras 48 e 50), que se propagam desde o embasamento e atingem o topo da Formação Barra Velha, podendo apresentar rejeito nessa superfície devido a reologia das camadas mais basais do sal. Essas falhas ocorrem em todo o campo e apresentam as maiores extensões. Elas se configuram como falhas principais que, após a reativação, predominaram e se propagaram. A presença dessas falhas cortando as seções Sin-rifte superior, indica que nesse período ainda havia a presença de tectônica ativa no intervalo.

O quarto grupo de falhas, classificadas em verde, são falhas curtas que estão contidas somente no intervalo do pré-sal, podendo ou não se estender até a base do sal. Esse grupo ocorre restrito a porção norte do campo de Tupi, na região de Iracema. Essas falhas se configuram como as falhas mais recentes, formadas devido ao movimento transcorrente descrito no item 8.1.

A partir do mapa 3D do embasamento (Figuras 48 e 49) é possível observar que as falhas não são contínuas, apresentando interrupções em sua extensão superficial semelhantes às observadas por Fossen & Rotevatn, (2016) como características do desenvolvimento de um sistema de falhas onde ocorre interação do crescimento de planos de falhas. Essa interação forma zonas de acomodação onde ocorre a sobreposição das terminações das falhas, formando rampas de revezamento (Figura 20). Segundo Caldeira 2018, as rampas são responsáveis por transferir o deslocamento ou deformação de uma estrutura para a outra,

causando o rompimento delas devido ao estresse acumulado nessas estruturas. Essas rampas, portanto, marcam o início de um processo de rifteamento que, conforme evolui, ocorre o abandono de algumas das falhas, enquanto outras continuam o movimento de propagação, formando falhas principais. Dessa forma, é possível caracterizar as falhas de menor comprimento e extensão como falhas originais do processo de rifteamento, as falhas intermediárias como rampas abandonadas, enquanto as maiores seriam as falhas mestras, que predominaram e se prologaram ao longo do campo.

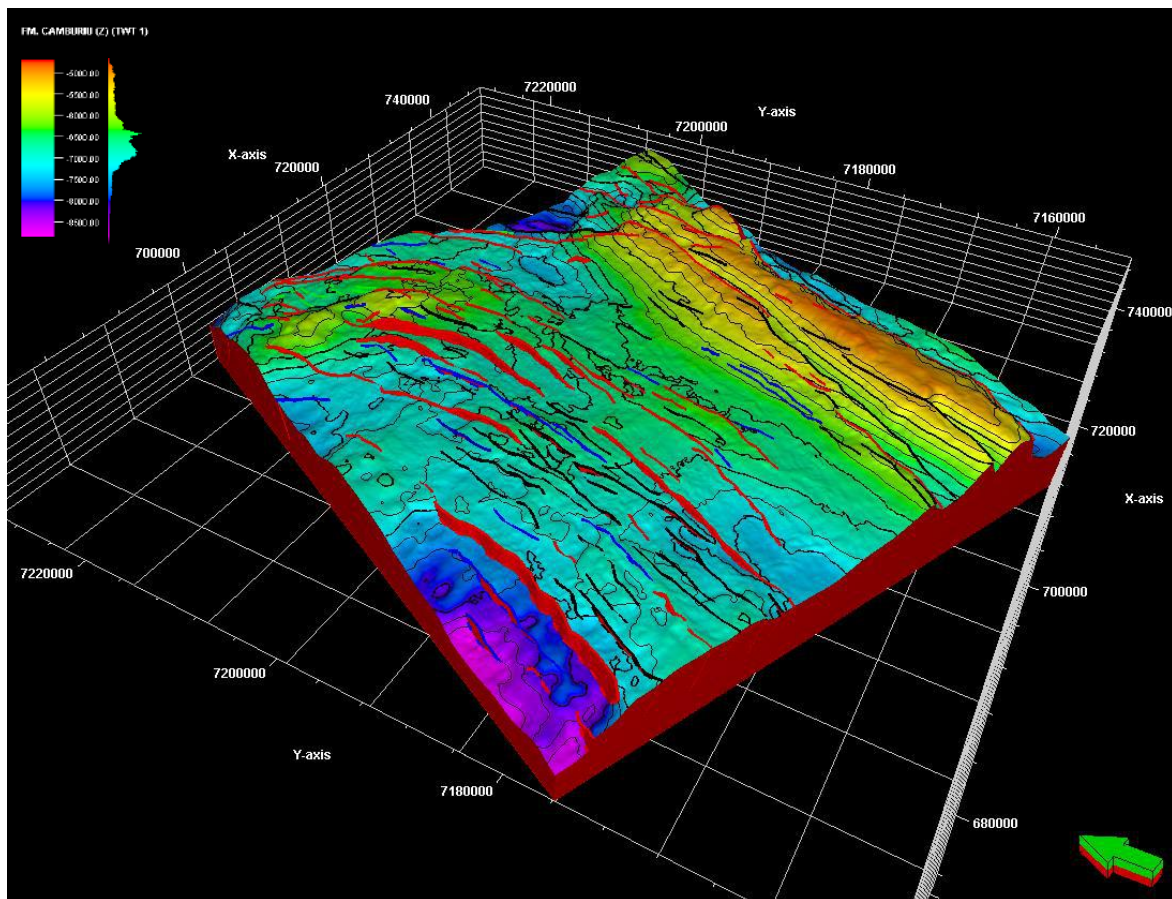


Figura 48 - Mapa 3D do topo da Formação Camboriú (embasamento econômico) mostrando os quatro grupos de falha. Legenda: grupo 1 (preto); grupo 2 (azul); grupo 3 (vermelho); e grupo 4 (verde). O grupo 4 fica pouco aparente nessa visão devido a escala de cor. I.C = 250.

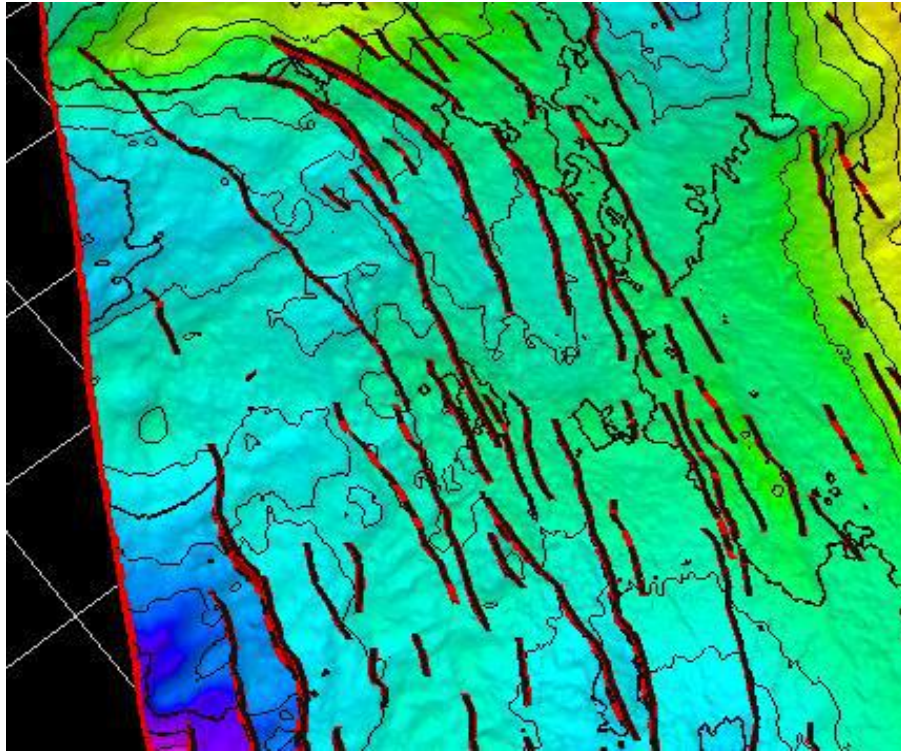


Figura 49 - Aproximação da superfície 3D do embasamento econômico evidenciando a segmentação e descontinuidade das falhas mapeadas. I.C = 250.

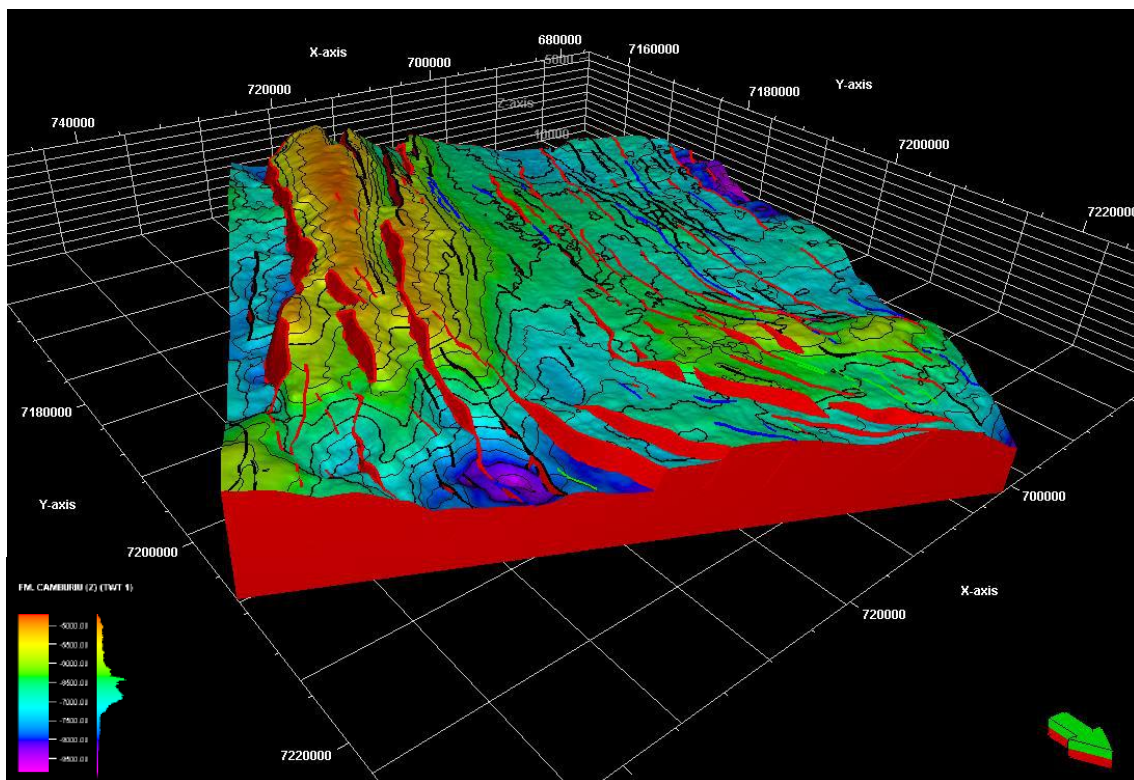


Figura 50 - Mapa 3D da superfície do embasamento econômico evidenciando os rejeitos (planos vermelhos) dos diferentes grupos de falhas mapeados. I.C = 250.

8.3 Correlação das superfícies

A partir dos mapas de contorno estrutural e espessura dos horizontes sísmicos de interesse mapeados, é possível observar uma correlação entre as geometrias das superfícies, espessura do intervalo do pré-sal e atuação das falhas sobre essas superfícies.

A superfície mais basal do trabalho é a do topo da Formação Camboriú (embasamento econômico) (Figuras 42 e 51). É possível observar os três primeiros grupos de falhas, descrito no item 8.2, cortando essa superfície, resultando em uma geometria formada por *horst* e hemi-grabens. A partir disso, podemos notar que as estruturas referentes ao terceiro grupo (falhas vermelhas) originam altos estruturais na região leste do campo de Tupi, onde se localizam as falhas sintéticas principais NE-SW (Figura 50). Enquanto o primeiro e segundo grupo se encontram principalmente nas áreas de baixos estruturais da região oeste, onde ficam as falhas antitéticas NW-SE (Figura 48).

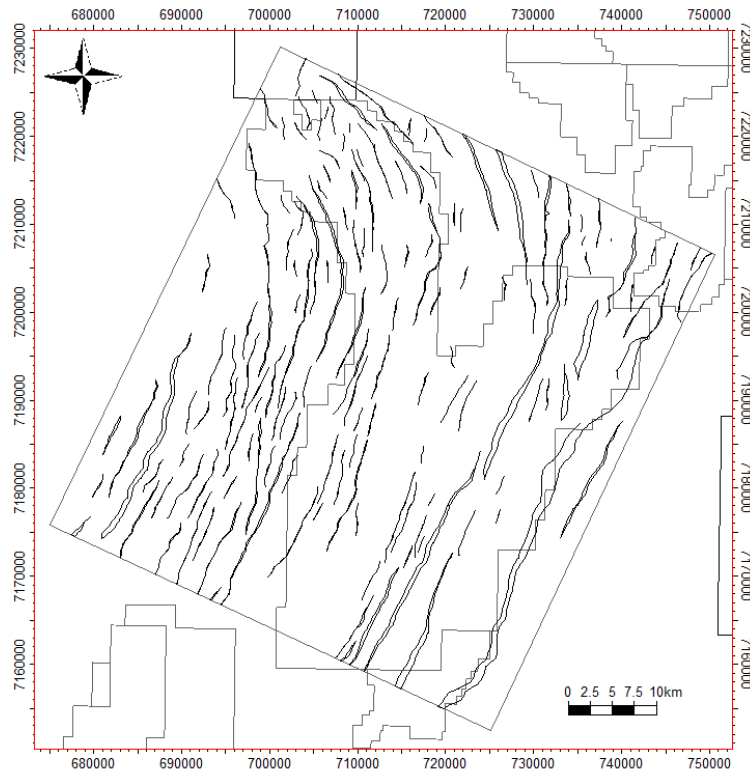


Figura 51 – Mapa apresentando polígonos de falha proporcionais aos rejeitos das falhas que cortam a superfície do embasamento.

Na segunda superfície mapeada, referente ao topo da Formação Barra Velha, percebe-se uma geometria semelhante à observada na superfície anterior (topo da Formação Camboriú), onde podemos observar as regiões mais elevadas também condicionadas pelas principais falhas do campo (Figura 45). No entanto, diferentemente da superfície anterior, nota-se a ocorrência somente do terceiro grupo de falhas do item 8.2, evidenciando significativa redução da quantidade dos falhamentos que se propagam até essa superfície, apresentando falhas de maior continuidade espacial e maiores rejeitos (Figura 52).

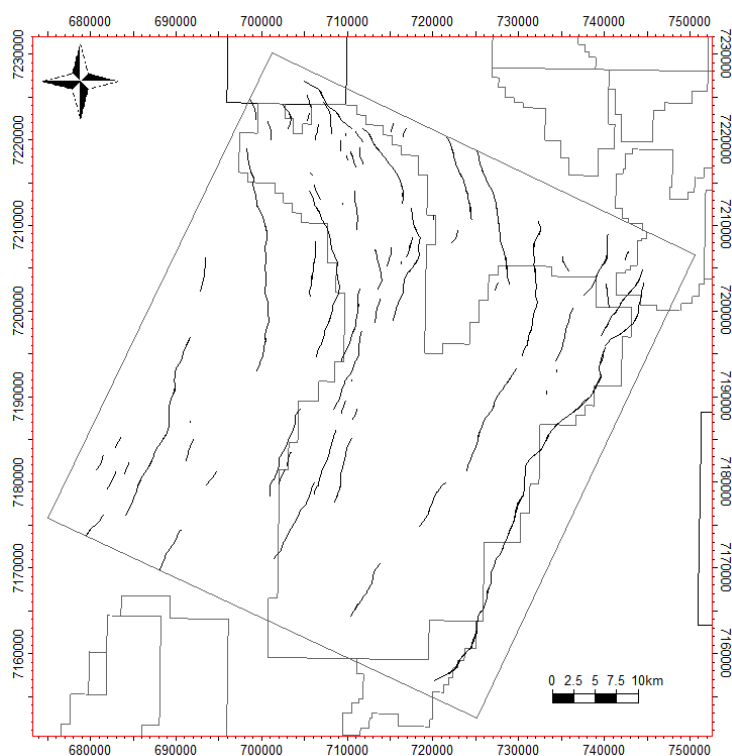


Figura 52 – Mapa apresentando as falhas que cortam a superfície do topo da Formação Barra Velha.

A partir da análise do mapa de isópaca do intervalo do pré-sal (Figura 46A), pode-se afirmar que as regiões onde ocorrem os altos estruturais, tanto no topo do embasamento quanto no topo da Formação Barra Velha, apresentam as menores espessuras, ocorrendo o inverso nas regiões de baixos estruturais, que possuem maiores espessuras da camada sedimentar. Isso ocorre devido ao fato de que onde há altos estruturais, formado pela rotação de blocos do embasamento, houve exposição das subseqüentes camadas do pré-sal à ação da

erosão, evidenciada pela presença de terminações em truncamento erosivo dos refletores do intervalo do pré-sal em direção ao topo da Formação Barra Velha (Figura 54). Isso é evidenciado pelo mapa da figura 53 e pela seção 55, onde podemos observar o topo da Formação Camboriú entrando em contato direto com a sequência evaporítica, reforçando a hipótese de erosão completa da coluna de sedimentos do pré-sal nessas regiões mais elevadas.

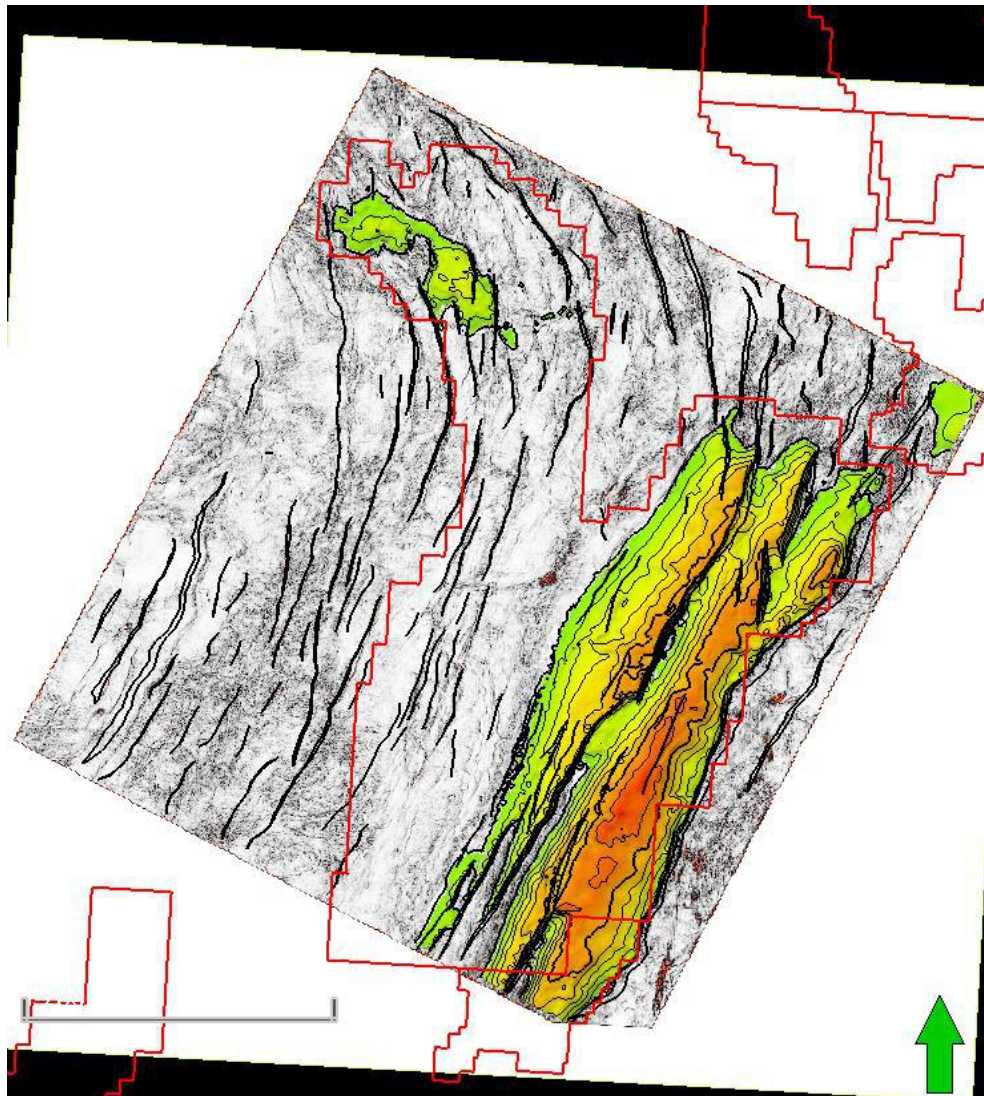


Figura 53 – Mapa de um corte horizontal da superfície da Formação Barra Velha (base do sal) que mostra o ponto em que o embasamento (seções com graduação de cores) entra em contato direto com a sequência evaporítica e a ausência de sedimentos do pré-sal nessas regiões de alto estrutural. Profundidade: 6000 m.

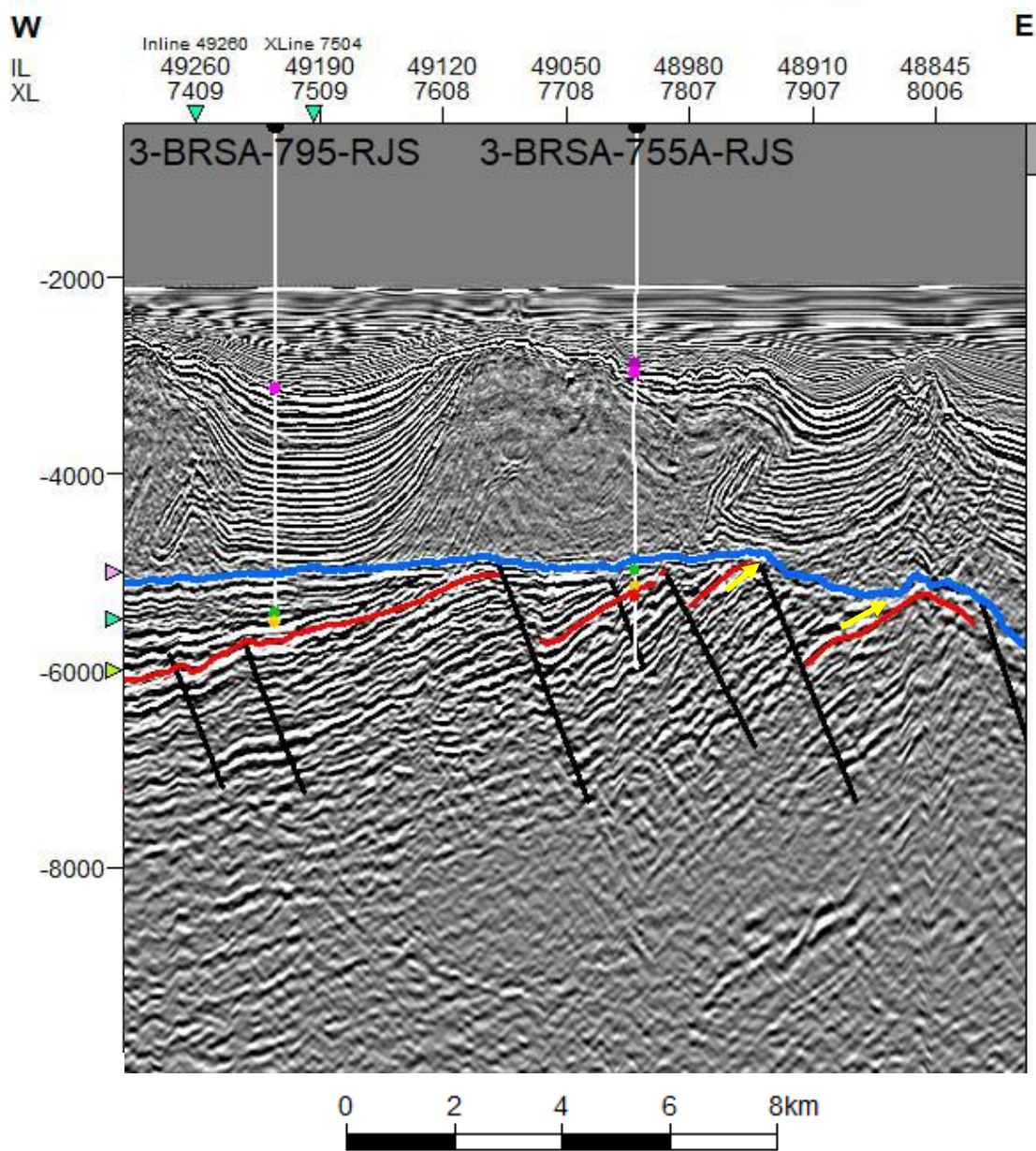


Figura 54 – Seção sísmica CC' aproximada onde é possível observar os blocos rotacionados e as terminações em truncamento erosivo dos refletores (setas amarelas) das sequencias sedimentares do pré-sal contra a base do sal (horizonte sísmico azul).

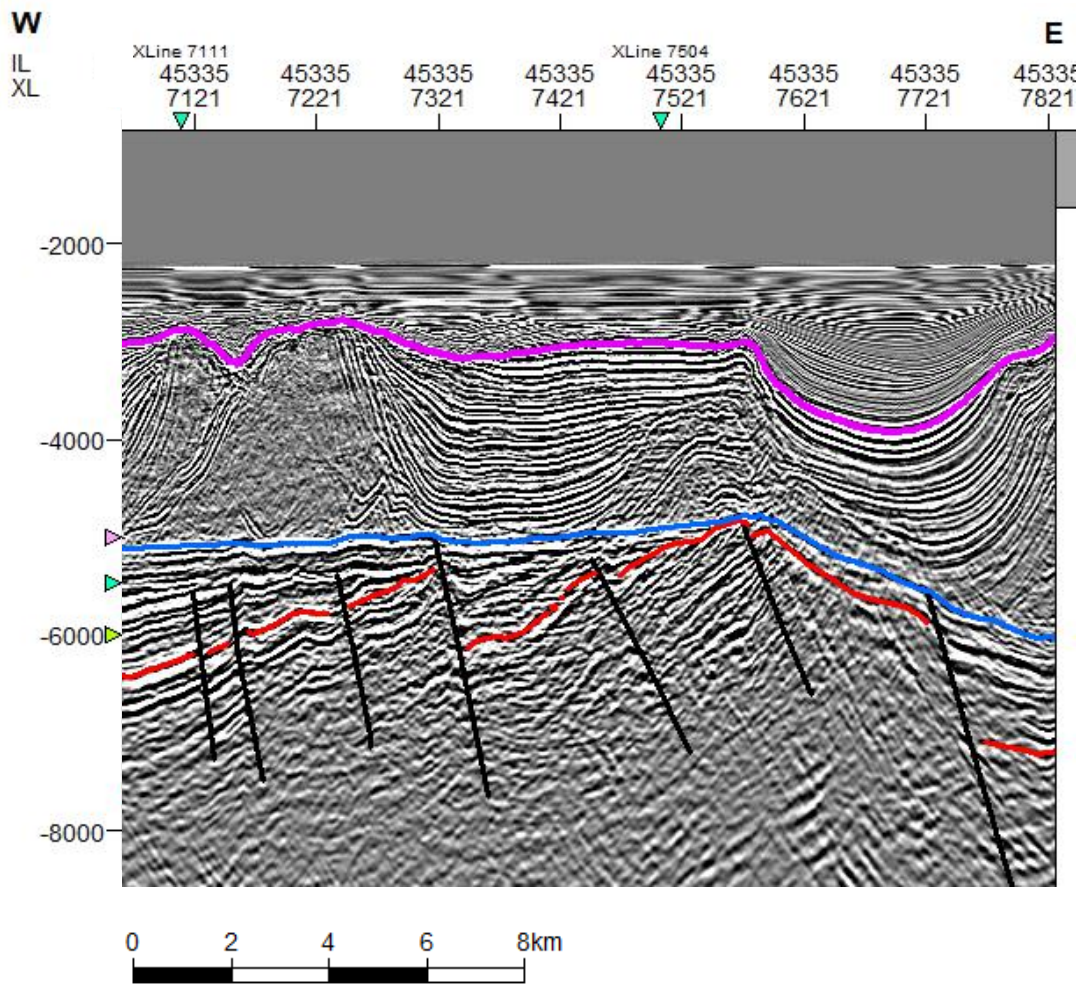


Figura 55 – Seção sísmica DD' aproximada evidenciando a região onde o embasamento (horizonte sísmica vermelho) entra em contato direto com a sequência evaporítica (horizonte sísmico azul – base do sal).

9 CONCLUSÕES

Visando a caracterização estrutural do intervalo pré-sal do campo de Tupi foram mapeadas as principais falhas do campo e horizontes sísmicos que permitiram a geração de mapas de contorno estrutural, de isópacas, estereograma com diagramas de Roseta e a classificação das falhas em grupos segundo parâmetros estruturais e temporais. As principais conclusões do presente trabalho se encontram descritas abaixo:

- 1) A área mapeada apresenta predominância de falhas normais com *trend* principal N15-30E/S15-30W, alinhado com *trend* regional da bacia, relacionado ao estiramento crustal do rifte. Na porção leste ocorre predominância de falhas sintéticas com *dip* para leste, coincidentes com as falhas normais geradas durante o processo de rifteamento, enquanto na porção oeste ocorrem falhas antitéticas com *dip* para oeste, perpendiculares às falhas normais geradas no processo de rifteamento. Essa orientação principal das falhas sofre uma inflexão na porção norte do campo de Tupi, na região de Iracema, apresentando orientação NW-SE e feições de movimento lateral coincidentes com ambientes de zonas de transferência, com a formação de falhas *strike-slip* em padrão *en echelon* e a presença de estrutura em flor negativa a NE dessa área. Esses dados condizem com a existência do “S” de Santos da Zona de Transferência Iracema, que apresentam movimentação regional dextral com alternância de mergulho, conforme discutido no item 8.1.
- 2) O mapeamento das falhas, dos horizontes e do uso dos marcadores de poços possibilitou a discriminação temporal da atuação das falhas ao longo do intervalo pré-sal. Sendo assim, as falhas foram classificadas em quatro grupos, referentes

a extensão das mesmas em relação as camadas que seccionam: um primeiro grupo de falhas (preto) que se concentra principalmente na porção sudoeste do campo e apresenta pequena extensão e rejeito, se propagando somente até o embasamento econômico; um segundo grupo (azul) , que se encontra disperso na porção oeste de Tupi, apresentando extensão intermediária e seccionando o embasamento e os estratos da fase Sin-rifte até a Discordância intra-Alagoas; terceiro grupo (vermelho), que ocorre em todo o campo e apresenta as maiores extensões e rejeitos, se propagando desde o embasamento até a base do sal; e, por fim, o quarto grupo (verde), que ocorre restrito à região de Iracema, e é formado por falhas curtas que estão essencialmente confinadas ao intervalo do pré-sal, podendo ou não se prolongar até a base do sal. A formação dessas estruturas e do padrão que apresentam ao se observar os mapas se deve à ocorrência de rampas de revezamento que acomodam e transmitem o movimento entre os segmentos de falhas. Ao longo da evolução dessas rampas ocorre o abandono de algumas das falhas, enquanto outras prosseguem com o movimento de propagação, de forma a existirem falha de curta extensão “abortadas” ocorrendo próximas a falhas principais de grandes extensões que, após a reativação, prosseguiram com a movimentação.

- 3) De acordo com as superfícies e mapas de isópacas gerados, foi possível estabelecer uma relação inversamente proporcional entre os altos estruturais observados no topo da Formação Camboriú e a espessura dos sedimentos do intervalo pré-sal. Isso se deve ao fato de que esses altos estruturais foram gerados pela rotação de blocos do embasamento, fato sustentado pela presença de *horsts* e hemi-grabens limitados por falhas sintéticas do terceiro grupo de falhas. Nesses

altos os sedimentos foram expostos e erodidos fazendo com que o topo do embasamento econômico esteja em contato direto com a superfície da base do sal.

Como perspectiva de futuros trabalhos, recomenda-se a execução de análises estruturais nas áreas adjacentes ao campo de Tupi, de modo a compreender melhor as estruturas e domínios estruturais - locais e regionais - e seu contexto tectônico da bacia. O presente trabalho permite, portanto, uma base para trabalhos futuros visando a caracterização estrutural e entendimento da evolução da bacia, que poderiam ajudar a sanar algumas das questões aqui levantadas, uma vez que ainda não é muito claro se ocorre uma sedimentação rifte ou apenas uma tectônica rifte.

10 BIBLIOGRAFIA

ANP (Agência Nacional De Petróleo). Plano de Desenvolvimento Aprovado Reunião de Diretoria nº 0914 de 10/01/2018 - Resolução nº 007/2018, 2018. Disponível em: [http://www.anp.gov.br/images/EXPLORACAO E PRODUCAO DE OLEO E GAS/Gestao Contratos/Fase Producao/Planos Desenvolvimento/sumario_lula.pdf](http://www.anp.gov.br/images/EXPLORACAO_E_PRODUCAO_DE_OLEO_E_GAS/Gestao_Contratos/Fase_Producao/Planos_Developimento/sumario_lula.pdf). Acessado em: 10.01.2020

ANP (Agência Nacional De Petróleo). Boletim Mensal da Produção de Petróleo e Gás Natural. Dezembro de 2019. Disponível em: <http://www.anp.gov.br/arquivos/publicacoes/boletins-anp/producao/2019-12-boletim.pdf>. Acessado em: 14.01.2020

ANP (Agência Nacional De Petróleo). Boletim Mensal da Produção de Petróleo e Gás Natural. Janeiro de 2020. Disponível em: <http://www.anp.gov.br/arquivos/publicacoes/boletins-anp/producao/2019-12-boletim.pdf>. Acessado em: 02.02.2020.

ALMEIDA, F. F., CARNEIRO, C. R., MIZUSAKI, A. M. P. Correlação do Magmatismo das Bacias da Margem Continental Brasileira com o das Áreas Emersas Adjacentes. Revista Brasileira de Geociências. 26(3); 125-138, junho de 1996.

ALVES, E.C. Estruturas da Margem Continental Sul Brasileira e das Áreas Oceânicas Continentais Adjacentes. Recursos Minerais (Relatório Final). Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DINTEP. Série Projeto REMAC, 9 . 1981

ALVES. R. A., 1999. Estudo sismoestratigráfico da bacia do brasil. Tese (Mestrado). Instituto de Geociências, Departamento de Geologia - Universidade Federal Fluminense.

BUCKLEY, J. P.; BOSENCE, D. & ELDERS, C. 2015. Tectonic setting and stratigraphic architecture of an Early Cretaceous lacustrine carbonate platform, Sugar Loaf High, Santos Basin, Brazil. Geological Society, London, Special Publications, 418(1), 175-191.

BOSENCE, D.W.J., 1998. Stratigraphic and Sedimentological Model of Rift Basins. In: Purser, B.H. and Bosence, D.W.J., Eds., Sedimentation and Tectonics in Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden, Chapman & Hall, London, 9-25.

CARLOTTO, ANTONIO, M., SILVA, R. C. B., Yamato, A. A. Libra: A newborn giant in the Brazilian Presalt Province *in* R. K. Merrill and C. A. Sternbach, eds., Giant fields of the decade 2000–2010: AAPG Memoir 113, p. 165–176, 2017.

CARMINATTI, M., et al. New exploratory frontiers in Brazil. 19th World Petroleum Congress, Madrid, Spain, WPC Proceedings, Abstracts CD, 11p. 2008.

CALDEIRA, J. N. M. Caracterização Estrutural da Seção Pré-Sal na Porção Central do Alto Externo da Bacia de Santos, Através da Análise Estrutural de dados Sísmicos. 2018. 113p. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

CAPUCCI, F. V., SANTOS, M. A., SANTOS, L. A. 2011 Erros no posicionamento de refletores sísmicos causados pela análise de velocidades na migração em profundidade. SBGF. 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, August 15-18, 2011.

CATUNEANU, O. 2002. Sequence Stratigraphy of Clastic Systems: Concepts, Merits, and Pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35, 1 – 43p.

CHOPRA, S., MARFURT, K.J. Volumetric curvature attributes for fault/fracture characterization. *First Break*, Volume 25, Julho, 2007, p.19-30.

CHEN, Q., SIDNEY, S., 1997. Seismic attribute technology for reservoir forecasting and monitoring. *Lead. Edge* 16, 445–456.

ÇÍFTÇÍ, N. B.; BOZKURT, E. 2007. Anomalous stress field and active breaching at relay ramps: a field example from Gediz Graben, SW Turkey. *Geol. Mag.* 144 (4), 2007, pp. 687–699.

DEMERCIAN, L. S & SZATMARI, P. 1999. Thin-Skinned Gravitational Transfer Zone in the Southern Part of Santos Basin. In: Sixth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, SBGF38199. 1-4.

DOGLIONI, C., *Encyclopedia Of Hydrocarbons – ENI*, vol1, Istituto della Enciclopedia Italiana Fondata da Giovanni Treccani, Rome, p. 117-135, 2008.

FERNANDEZ, R. O. BACIA DE SANTOS Sumário Geológico e Setores em Oferta. Rodada Brasil 15, Concessões de Petróleo e Gás, ANP, 2017.

FOSSSEN, H. 2010. Structural Geology. Cambridge University Press. p. 175-185.

FOSSSEN, H. & ROTEVATN, A. Fault linkage and relay structures in extensional settings – A review. Earth-Science Reviews 154, 14-28. 2016.

GAMA, R. Caracterização geoquímica de óleos biodegradados dos campos de Marlim Sul e Roncador, na Bacia de Campos, 2008. 183p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia, UFRJ, Rio de Janeiro.

GERHARDT, A.L. 1998. Aspectos da visualização volumétrica de dados sísmicos. Dissertação (Mestrado) – Universidade Pontifícia Universidade Católica RJ.

Pull-up definition. Glossário Schlumberger. Disponível em: <https://www.glossary.oilfield.slb.com/en/terms/p/pull-up.aspx>. Acesso em: 22/02/2021.

GOMES, P. O., KILSDONK, B., MINKEN, J., GROW, T., & BARRAGAN, R. The Outer High of the Santos Basin, Southern São Paulo Plateau, Brazil: Pre-Salt Exploration Outbreak, Paleogeographic Setting and Evolution of the Syn-Rift Structures in: AAPG International Conference and Exhibition, Search and Discovery Article #10193, Cape Town, South Africa, October 26-29. 2008.

GOMES, P. O.; KILSDONK, B.; MINKEN, J.; GROW, T. & BARRAGAN, R. 2009. The outer high of the Santos Basin, Southern São Paulo Plateau, Brazil: pre-salt exploration outbreak, paleogeographic setting, and evolution of the syn-rift structures. American Association of Petroleum Geologists Search and Discovery Article 10193.

GOMES, P. O., KILSDONK, B., MINKEN, J., GROW, T., & BARRAGAN, R. Tectonic Evolution of the Outer High of Santos Basin, southern Sao Paulo Plateau, Brazil, and implications for hydrocarbon exploration. In: D. Gao, ed., Tectonics and Sedimentation: Implications for petroleum systems: AAPG Memoir 100, p. 125 – 142. 2012

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; TASSINARI, C. C. G.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÁ, T.; SIGA, O.; TROUW, R. Correlation of Neoproterozoic Terranes Between the Ribeira belt, SE Brazil

and is African counterpart: Comparative Tectonic Evolution and open question. Geological Society Special Publication, London, v.294, p. 211-237, 2008.

HÜBSCHER, C. & GOHL, K. Reflection/Refraction Seismology. Encyclopedia of Marine Geosciences, 2014, 15p.

KUCHLE, J. & SCHERER, C.M. S. 2010. Sismoestratigrafia de bacias rifte: técnicas, métodos e sua aplicação na Bacia do Recôncavo. Boletim de Geociências, Petrobrás.

KUMAR, N. & GAMBOA, L. A. P. 1979. Evolution of the Sao Paulo Plateau (southeastern Brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic. Geological Society of America Bulletin, 90(3), 281-293.

LEYDEN, R.; ASMUS, H.; ZEMBRUSKI, S. & BRYAN, G. 1976. South Atlantic diapiric structures. *AAPG Bulletin*, 60(2), 196-212.

LIMA, J. V. & MOHRIAK, W. ANÁLISE Regional Geofísica e Geológica das Estruturas Profundas na Bacia de Santos, 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro, Brazil, August 26-29, 2013. Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society, 367-370.

LISTER, G. S., ETHERIDGE, M. A., SYMONDS, P. A. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Canberra City, ACT, Australia. Outubro, 1986.

MACHADO, L. G.; DA COSTA ALVES, E.; GUIMARÃES, R. N. & DOS SANTOS, R. M. 2010. Característica Morfo-Tectônica Do Alto De Florianópolis Que Segmenta As Bacias De Santos E Pelotas, Margem Continental Sudeste Brasileira. In *IV Simpósio Brasileiro de Geofísica* (pp. cp-197). European Association of Geoscientists & Engineers.

MAGNAVITA, L. Arquitetura Tectônica e Cinemática do Rifte do SE (com ênfase em Santos), Giecar, Março 19, 2021. Disponível em: < <https://www.youtube.com/watch?v=gLY9Ernt7zE>>. Acesso em: 05/05/2021.

MANATSCHAL, G. 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. *International Journal of Earth Sciences*, 93, 432–66.

MASCLE, J. & RENARD, V. 1976. The marginal São Paulo plateau, comparison with the southern angolan margin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48, 187-198.

MCKENZIE, D. 1978. Some Remarks on The Development Of Sedimentary Basins. Department of Geodesy and Geophysics, Madingley Rise, Madingley Road, Cambridge (England).

MEISLING, K. E., COBBOLD, P. R., MOUNT, V. S. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, v. 85, n.11, p.1903-1924, 2001.

MITCHUM JR., R. M., VAIL, P. R., SANGREE, J. B. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C. E. (ed). *AAPG Memoir 26 - Seismic stratigraphy – Applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 1977a, Memoir 26, p. 117- 133.

MITCHUM JR, R. M.; VAIL, P. R. & THOMPSON III, S. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.

MOHRIAK, W.U.; MACEDO, J.M.; CASTELLANI, R.T.; RANGEL, H.D.; BARROS, A.Z.N.;LATGÉ, M.A.L.; ROZZI, J.A.; MIZUSAKI, A.M.P.; SZATMARI, P.; RIZZO, J.G. & AIRES, J.R. – 1995. Salt tectonics and structural styles in the deep-water province o the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. In *Salt tectonics: a global perspective*, eds. Jackson, M.P.A.; Roberts, D.G., and Nelson, S., p. (273-304). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 65, Tulsa , USA, 1985.

MOHRIAK, W. U. (2003). *Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira*. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. C. S. L. A. Bizzi, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves. Brasília, DF, Brasil, CPRM. 1: 82.

MOHRIAK, W. U. 2004. Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozóico-cenozóica da América do Sul. In: V. Mantesso – Neto, A. Bartorelli, C.D.R.

MOHRIAK, W. U. & PAULA, O. B. 2005. Major tectonic features in the southeastern Brazilian margin. 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador, Brasil, 2005. Carneiro and B.B.Brito-Neves (eds.), *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, cap. XVIII, 293 – 318.

MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P. 2007. Bacia de Santos. Rio de Janeiro, *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 531-549, maio/nov.

MORLEY, C. K. et al. Transfer zones in the East African Rift System and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *AAPG Bulletin*, 74, 1234-1253. 1990.

MORLEY, C. K. Developments in the structural geology of rifts over the last decade and their Impact on hydrocarbon exploration. *Geological Society London Special Publications*, No. 80, pp. 1 – 32. 1995.

MOULIN, M., ASLANIAN, D., RABINEAU, M., PATRIAT, M., & MATIAS, L. (2012). *Kinematic keys of the Santos–Namibe basins. Geological Society, London, Special Publications*, 369(1), 91–107. doi:10.1144/sp369.3

NEMCOK, M. 2016. *Rifts and Passive Margins. Structural Architecture, Thermal Regimes, and Petroleum Systems*. Cambridge University Press ISBN: 9781107025837

PEREIRA, M. J. & MACEDO, J. M. 1990. Santos Basin: the outlook for a new petroleum province on the Southeastern Brazilian continental shelf; A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova provincia petrolifera na plataforma continental sudeste brasileira

RICCOMINI, C., LUCY, G. S., COLOMBO, C. G. T. Pré-sal: geologia e exploração. *Revista USP*, São Paulo, v.95, p. 33-42, 2012.

SCHLISCHE, R. W. & WITHJACK, M. O. Origin of faults domains and fault-domains boundaries (transfer zones and accomodation zones) in extensional provinces: Resulto f random nucleation and self-organizes fault growth. *Journal of Structural Geology*, v.31, n.9, p. 910-925, 2009.

SEVERIANO RIBEIRO, H. J. P. 2001. *Estratigrafia de Sequências: Fundamento e Aplicações*. EdUNISINOS Universidade do Vale dos Sinos, São Leopoldo/RS, 483p.

SHERIFF, R. E. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics, 3. ed., Society of Exploration Geophysicists – SEG, Tulsa, OK, 1991.

SOUZA, L.S., Y SGARBI, G.N.C. (2019). Bacia de Santos no Brasil: geologia, exploração e produção de petróleo e gás natural. *Boletín de Geología*, 41(1), 175-195.

D. C. P. PEACOCK, D. J. SANDERS. (1994). Geometry and Development of Relay Ramps in Normal Fault Systems. *AAPG Bulletin*, 78.

TANER, M. T. 1994. Seismic attributes Revisited. Seismic Research Corporation, Mobil Oil Corporation. SEG Technical Program Expanded Abstract 1994.

TWISS, R.J. & MOORES E.M. 1992, Structural Geology, W.H. FREEMAN & COMPANY. Ed.2ª, 532 pgs.

VAIL, P. R. & MITCHUM, R. M. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 1: Overview. Em: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, Michigan, AAPG, Memoir 26, 51 e 52p.

WHITE, R. E. & SIMM, R. 2003. Tutorial: Good practice in well ties. *First Break*, 21(10).

WRIGHT, V. P. & BARNETT, A. J., 2015. An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic early Cretaceous lacustrine carbonates. *Geological Society, London, Special Publications*, 418(1), 209–219.

WRIGHT, V. P. & BARNETT, A. Critically Evaluating the Current Depositional Models for the Pre-Salt Barra Velha Formation, Offshore Brazil. AAPG/SEG International Conference and Exhibition, London, England, October, 2017, 15-18.

WRIGHT, P. & TOSCA, N. A Geochemical Model for the Formation of the Pre-Salt Reservoirs, Santos Basin, Brazil: Implications for Understanding Reservoir Distribution. AAPG Annual Convention & Exhibition, Calgary, Alberta, Canada, June, 2016, 19-22.

WRIGHT, P. & RODRIGUEZ, K. Reinterpreting the South Atlantic Pre-Salt ‘Microbialite’ reservoirs: petrographic, isotopic and seismic evidence for a shallow evaporitic lake depositional model. *First Break*, Volume 36, Maio, 2018, 71 - 70.

WRIGHT, P. The Pre-Salt Reservoirs of the South Atlantic. GEOExPro, September 28-31, 2019.

WERNICKE, B. 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Department of Geological Sciences, Harvard University, Cambridge, MA 02/38, U.S.A.

YILMAZ, O. Seismic data analysis: processing, inversion and interpretation of seismic data. Tulsa: SEG, v. 1, pp. 2028, 2001.

ZALÁN, P. V.; SEVERINO, M. D. C. G.; RIGOTI, C. A.; MAGNAVITA, L. P.; OLIVEIRA, J. A. B. & VIANNA, A. R. 2011. An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a South Atlantic passive margin—Santos, Campos and Espírito Santo basins, Brazil. In *AAPG annual conference and Exhibition*, 10, 13.

ZALÁN, P.V. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, v.16, n.3, p. 245-257, 1986a.

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

