

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

Mariana de Melo Alves

**INTERPRETAÇÃO DOS PULSOS DE HALOCINESE A PARTIR DA ANÁLISE DOS
PADRÕES ESTRATAIS DA SEÇÃO DRIFTE NO ALTO EXTERNO DA BACIA DE
SANTOS**

Trabalho Final de Curso

(Geologia)

UFRJ
RIO DE JANEIRO
2024



UFRJ

Mariana de Melo Alves

**INTERPRETAÇÃO DOS PULSOS DE HALOCINESE A PARTIR DA ANÁLISE DOS
PADRÕES ESTRATAIS DA SEÇÃO DRIFTE NO ALTO EXTERNO DA BACIA DE
SANTOS**

Trabalho de Conclusão 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.

Orientadores:

Prof. Dr. Jorge de Jesus Picanço de Figueiredo
(Depto. Geologia, IGEO/UFRJ)

Dra. Thaís Coelho Brêda
(PPGL, IGEO/UFRJ)

Rio de Janeiro

Janeiro de 2024

CIP - Catalogação na Publicação

Ai

Alves, Mariana de Melo
Interpretação dos Pulsos de Halocinese A Partir da Análise
dos Padrões Estratais da Seção Drifte no Alto Externo
da Bacia de Santos / Mariana de Melo Alves. -- Rio de
Janeiro, 2024.

93 f.

Orientador: Dr. Jorge de Jesus Picanço de
Figueiredo.

Trabalho de conclusão de curso (graduação) -
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto
de Geociências, Bacharel em Geologia, 2024.

1. Geologia. 2. Evaporitos. 3. Bacia de Santos.
4. Halocinese. I. de Jesus Picanço de Figueiredo, .
Jorge, orient. II. Título

Elaborado pelo Sistema de Geração Automática da UFRJ com os dados fornecidos
pelo(a) autor(a), sob a responsabilidade de Miguel Romeu Amorim Neto - CRB-7/6283.

Mariana de Melo Alves

**INTERPRETAÇÃO DOS PULSOS DE HALOCINESE A PARTIR DA ANÁLISE DOS
PADRÕES ESTRATAIS DA SEÇÃO DRIFTE NO ALTO EXTERNO DA BACIA DE
SANTOS**

Trabalho de Conclusão 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.

Aprovada em: 22/01/2024

BANCA EXAMINADORA

Orientador: Prof. Dr. Jorge de Jesus Picanço de Figueiredo (UFRJ)

Prof. Dr. Renato Rodriguez Cabral Ramos (MN//UFRJ)

M.Sc. Ian Cerdeira de Oliveira Souza

UFRJ

Rio de Janeiro

Janeiro de 2024

Dedico essa conquista aos meus pais e minha irmã que me apoiaram e incentivaram ao longo de toda a graduação.

AGRADECIMENTOS

Inicialmente gostaria de agradecer a ANP pela disponibilização dos dados técnicos públicos de sísmica e poços para fins acadêmicos, o que possibilitou a realização desse trabalho.

Ao meu orientador Jorge Picanço por acreditar no meu potencial desde os primeiros períodos da universidade, pelos ensinamentos compartilhados, suporte oferecido e discussões realizadas sobre o tema.

Agradeço os geólogos e pesquisadores da sala J2-013 e J2-017, em especial à Thaís Breda, Minelli da Silva Costa, Aristides P. Francês, Marta Soares e Ian Cerdeira de Oliveira Souza pelos conselhos, diálogos ao longo do desenvolvimento da monografia e pela paciência de me ensinar o básico a respeito do *software* Petrel.

Agradeço a minha duplinha de universidade Rafaela Rodrigo Florido Ferreira, uma grande amiga que a geologia me deu a oportunidade de conhecer, trocar conhecimentos, experiências e sempre me apoiou ao longo de todos esses anos. À minha amiga Bianca Governo pela parceria de sempre, admiração mútua e momentos inesquecíveis. Ao meu parceiro de campo I, II e IV, Rafael Veríssimo pelos sorrisos, saberes e animes compartilhados. Agradeço também aos demais colegas de turma de 2017. Me considero especialmente grata pelo acolhimento, reflexões geológicas e admiração mútua compartilhados por: Leticia Carlos, Julia Mascarenhas, De Negri, Úrsula, Thaum Vaisman, Sartori, PV, Bernardo, Paulo, Mogli, Alfano, Locatelli, Camilinha, Rapha Lopez, Mozart. Recordarei com carinho todas as vivências compartilhadas em campo e pelas estradas do Brasil.

Ao Diretório Acadêmico Joel Valença, por lutar pelas demandas estudantis e defender a continuidade e permanência do corpo discente na graduação, ser um local de convivência e boas lembranças.

Ao corpo docente da UFRJ, por todo conhecimento transmitido no decorrer dessa longa jornada e pelo incentivo constante ao raciocínio geológico. Considero um enorme privilégio poder dividir a paixão por essa ciência fascinante com profissionais tão competentes.

RESUMO

ALVES, Mariana de Melo. **Interpretação dos Pulsos de Halocinese A Partir da Análise dos Padrões Estratais da Seção Drifte no Alto Externo da Bacia de Santos**. Ano 2024, 93 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 está localizada na região sudeste da margem continental brasileira, sendo considerada a principal bacia produtora nacional de petróleo e gás natural. Essa bacia pode ser relacionada à tafrogenia cretácea da porção oeste do supercontinente Gondwana que culminou com a sua ruptura e geração dos continentes sulamericano e africano. Após a descoberta do *play* Pré-sal, observou-se nitidamente um aumento na procura pelos seus blocos exploratórios. O presente estudo tem como objetivo aprimorar a compreensão acerca da movimentação dos domos salinos, os quais desempenham um importante papel no sistema petrolífero. Com base nessas informações, é possível escolher com mais eficiência onde os poços serão perfurados e consequentemente diminuir os riscos exploratórios e altos custos operacionais envolvidos na fase exploratória. Neste trabalho, foram requisitados os dados da malha sísmica “R0258_2D_SPEC_PSDM_BM_S”, com 222 linhas nas direções NE-SW e NW-SE e dados de 62 poços perfurados na Bacia de Santos, dos quais foram selecionados 25 linhas sísmicas e 6 poços. As linhas sísmicas foram interpretadas no *software* Petrel 2020™ Schlumberger com o auxílio do atributo TecVa e os poços foram carregados no projeto sísmico. Os resultados obtidos possibilitaram a geração de mapas de contornos estruturais dos horizontes (topo do sal e discordância), de um mapa de isópacas entre os horizontes mapeados e a elaboração de um desenho esquemático para representar a variação dos pulsos halocinéticos dos diápiros analisados. A análise evolutiva dos pulsos halocinéticos com base na terminação dos refletores e nos horizontes chaves permite concluir que a halocinese na Bacia de Santos varia consideravelmente no tempo e no espaço.

Palavras-chave: Evaporitos, Halocinese; Seção drifte; Pós-sal; Bacia de Santos

ABSTRACT

ALVES, Mariana de Melo. **Interpretation of halokinesis pulses based on drift sections`stratal patterns in the Outer High of Santos Basin.** Ano 2024, 93 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Santos Basin is localized in Brazil's southern continental margin, lately it has been considered the main sedimentary basin which produces oil and gas. This basin can be related to Cretaceous tectogenesis of West Gondwana whose break-up results in the generation of South America and Africa continents. One clearly can notice an increase in the search for exploratory blocks after the discovery of Pre Salt play. The main object of the present study is to improve the comprehension about salt's movement and how it can influence the petroliferous system. Based on the information gathered, it is possible to choose more efficiently where wells should be placed and as a result decrease exploratory risks and operational costs that are related to the exploratory phase. In this paper, data from the seismic grid "R0258_2D_SPEC_PSDM_BM_S" were requested, with 222 lines in the NE-SW and NW-SE directions and data from 62 wells drilled in the Santos Basin, from which 25 seismic lines and 6 wells were selected. The seismic lines were interpreted in the Petrel 2020™ Schlumberger software with the help of the TecVa attribute and wells were loaded into the seismic project. The results obtained made it possible to generate maps of the structural contours of the horizons (top of the salt and unconformity), a map of isopachs between the mapped horizons and the creation of a schematic drawing to represent the variation of the halokinetic pulses of the analyzed diapirs. The evolutionary analysis of halokinetic pulses based on reflector termination and key horizons allows us to conclude that halokinesis in the Santos Basin varies considerably in time and space.

Keywords: Halokinesis; Drift section; Post-salt; Santos Basin

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1** - Mapa de localização da área de estudo na Bacia de Santos, com ênfase para as principais feições que limitam a bacia, o polígono do Pré-Sal e a área de interesse representada pelo polígono vermelho..... 12
- Figura 2** - Mapa da área de estudo destacada em vermelho com destaque para o bloco exploratório S-M-518, Sul do Gato do Mato e o campo de Itapu. 13
- Figura 3** - Mapa de anomalia bouguer residual a partir de dados de satélites, destaca-se a Província da Mantiqueira especialmente a Faixa Ribeira e seus terrenos; limite entre continente e oceano (COB); Platô de São Paulo (SPP), Propagador Abimael (AP). Fonte: Ferreira (2023).
..... 15
- Figura 4** - Reconstrução da abertura do Atlântico Sul ao longo de diferentes idades: (A) Valanginiano até Berriasiano (130 Ma), (B) Eoaptiano (107 Ma), (C) final do Eoaptiano (106 Ma) e (D) Campaniano (80 Ma). A imagem mostra a configuração dos continentes, os pólos de rotação e os vetores de movimentos das placas (seta preta). Retirada de Rabinowitz & Labrecque (1979)..... 17
- Figura 5** – Mapa esquemático da evolução geodinâmica do Atlântico Sul mostrando a formação das margens conjugadas do Brasil e da África em diferentes momentos desde o *rift* até a transição para a fase *drift*. (A) riftamento e preenchimento sinrifte no segmento central representado em verde, na cor cinza estão destacados os derrames basálticos Paraná-Etendeka; (B) deposição de sal nas bacias de Santos e Campos representado na cor azul e deslocamento do centro de espalhamento em direção a margem africana; (C) configuração pós *break-up* de ambas as margens continentais. Fonte: Kukla *et al.*, 2018. 18
- Figura 6** - Modelo geodinâmico da margem continental divergente. Fonte: Cainelli & Moriak (1999). 20
- Figura 7** - Carta estratigráfica da Bacia de Santos com destaque para a Formação Ariri. Retirado de Moreira *et al.* (2007)..... 21
- Figura 8** - Mapa batimétrico da Bacia de Santos (dados batimétricos de Smith & Sandwell, 1997). Traçado proposto do pretérito rio Paraíba do sul de Modica & Brush (2004), traçado do

atual <i>offlap break</i> e do <i>offlap break</i> eocênico (Modica & Brush, 2004). Retirado de Maia (2009)	26
Figura 9 - Mapa da base do sal na região do Alto Externo da Bacia de Santos. O contorno azul define a contorno da estrutura do Alto Externo; já o contorno preto define as duas estruturas individuais do Alto Externo: o Alto do Pão de Açúcar (em vermelho) na porção SW do mapa e, na porção NE, o Alto de Tupi (Retirado de Gomes <i>et al.</i> , 2009).....	28
Figura 10 - Seção sísmica regional ao longo do Alto Externo da Bacia de Santos mostrando os altos de Tupi e Pão de Açúcar (Retirado de Gomes <i>et al.</i> , 2009).....	28
Figura 11 – Diagrama simplificado ilustrando a evolução da Falha de Cabo Frio (CFF) e das minibacias. As setas em azul indicam a direção de movimento do sal. Retirado de Guerra (2008).....	30
Figura 12 – Representação da lei de Snell (Retirado de Lab Virtual de Ensino de Física, 18/10/2023).....	32
Figura 13 - Modelo ilustrando a aquisição sísmica e seus receptores de acordo com o tipo de aquisição. Retirado de Gerhardt (1998).	34
Figura 14 - Geometria de aquisição sísmica marinha: (a) cada tiro é registrado em uma variedade de receptores a depender a profundidade e do ângulo de reflexão (b) ponto médio comum (CMP), considerando camadas relativamente planas, os dados podem ser organizados de acordo com a localização do ponto de reflexão, ou seja, pares diferentes de fonte e receptor amostrando a mesma posição em subsuperfície. Retirado de Simm & Bacon (2014).	35
Figura 15 – Representação do processo de empilhamento, no qual para cada família CMP(a) os traços corrigidos de NMO(b) são somados produzindo um único traço sísmico de afastamento nulo. Retirado de Ferreira (2009).....	36
Figura 16 - Representação de um traço sísmico complexo. Fonte: Hardage (2010 modificado por Dias, 2018).	38
Figura 17 - Categorização dos atributos sísmicos feita por Barnes (2016).....	39
Figura 18 - Padrões de terminações de reflexões. Modificado de Mitchum Jr. <i>et al.</i> (1977). 41	

Figura 19 - Esquemas de padrões de configuração interna. Modificado de Mitchum Jr <i>et al.</i> (1977).....	43
Figura 20 - Geometrias externas típicas de algumas fácies sísmicas. Modificado de Mitchum Jr <i>et al.</i> (1977).....	45
Figura 21 - Diversidade de estruturas salinas autóctones e alóctones. Retirado do Fossen, (2012).....	46
Figura 22 - Modelo de tectônica extensional para a formação de estruturas halocinéticas e seus estágios evolutivos. O processo é progressivo, mas não necessariamente atinge todas as etapas. Retirado do Fossen, (2012).	50
Figura 23 - Fluxograma de trabalho utilizado.	51
Figura 24 - Mapa das linhas sísmicas selecionadas e interpretadas pertencentes a malha sísmica “R0258_2D_SPEC_PSDM_BM_S com destaque para a área de estudo em vermelho e os poços 1-BRSA-104-RJS (verde claro) ; 1-BRSA-183D-RJS (amarelo); 1-BRSA-329D-RJS (azul claro); 1-SHEL-23-RJS (azul escuro); 3-SHEL-27-RJS (rosa claro); 9-ITP-I-RJS (roxo). ...	53
Figura 25 - Representação do padrão SEG normal para a polaridade da <i>wiggle</i>	54
Figura 26 - Esquema típico de poço direcional. Fonte: Rocha <i>et al.</i> (2008).....	55
Figura 27 – Imagem mostrando a tabela 1 com os horizontes interpretados, o sinal sísmico de cada um e sua regularidade ao longo da área de estudo.....	57
Figura 28 - Linha sísmica L0258-1647 em profundidade (<i>datum</i> : nível do mar), (A) não interpretada, (B) não interpretada e com o atributo TecVa, (C) com o atributo TecVa e os horizontes topo do sal (H2), interpretado em rosa choque e discordância (H9) interpretada em laranja.....	59
Figura 29 - Imagens mostrando detalhes das sismofácies descritas anteriormente. (A) Sismofácies com refletores ondulados; (B) Simofácies transparente.	60
Figura 30 - Linha sísmica L0258-1647 em profundidade (<i>datum</i> : nível do mar), (A) sem interpretação com o atributo TecVa, (B) interpretada e em detalhe para visualizar a terminação dos refletores e a discordância H9 (laranja amarelado), também foi aplicado o atributo TecVa.	61

- Figura 31** - Linha sísmica L0258-1276 em profundidade (*datum*: nível do mar), interpretada e em detalhe para a visualização dos *well tops* do poço 1-BRSA-183D-RJS, nota-se que a discordância H9 (laranja amarelado) coincide com o Eoceno médio..... 62
- Figura 32** - Mapa de contorno estrutural do topo do sal em profundidade, as cores frias representam as cotas mais profundas (as mini-bacias) e as cores quentes representam as cotas mais elevada (os diápiros de sal). 63
- Figura 33** - Mapa de contorno estrutural 3D do topo do sal em profundidade, os diápiros de sal estão representados nas cores quentes e as mini-bacias aparecem nas cores frias. 63
- Figura 34** - Mapa de contorno estrutural de H9 em profundidade. A escala colorimétrica emprega cores frias para as cotas mais profundas e cores quentes para cotas mais elevadas. Essa superfície apresenta um relevo mais suave, com variação topográfica que oscila de -2200 m até -2260 m. 64
- Figura 35** - Mapa de contorno estrutural 3D do horizonte H9, no qual as cores frias representam as cotas mais profundas e cores quentes representam as cotas mais elevadas. Conforme mencionado, essa superfície apresenta um relevo mais suave. 65
- Figura 36** - Mapa de isópacas entre os horizontes H2 e H9, com espessura em metros. As localidades com maiores espessuras estão simbolizadas por cores frias variando do azul escuro para o ciano e as áreas com menores espessuras estão representadas por cores quentes. A profundidade máxima do depocentro situado na parte porção sudoeste da área de estudo chega a aproximadamente 3.600 m..... 66
- Figura 37** - Mapa de localização das linhas sísmicas nas quais todos os horizontes foram interpretados. 67
- Figura 38** - Linha sísmica L0258-1647 em profundidade (*datum*: nível do mar), (A) não interpretada e com o atributo TecVa, (B) interpretada com algumas falhas e horizontes chaves entre topo do sal (H2), representado na cor rosa e o horizonte H9, representado em laranja. O retângulo em vermelho representa a área que será interpretada em detalhe na figura 39..... 68
- Figura 39** – Detalhe da linha sísmica L0258-1647 em profundidade (*datum*: nível do mar), interpretada, como destacado na figura anterior em vermelho, mostrando a interpretação dos horizontes H1, H2, H3, H4, H5, H7, H8, H9 e H10, com o poço 1-BRSA-329D-RJS e as unidades litoestratigráficas (A) e as unidades cronoestratigráficas (B). 69

- Figura 40** – Linha sísmica L0258-1268 em profundidade (*datum*: nível do mar), sem interpretação, com atributo TecVa e dados do poço 1-SHEL-23RJS. O retângulo em vermelho representa a área que será interpretada em detalhe na figura 37. 70
- Figura 41** - Linha sísmica L0258-1268 em profundidade (*datum*: nível do mar), com atributo TecVa, posição do poço 1-SHEL-23RJS e horizontes chaves interpretados. O retângulo em vermelho representa a área que será interpretada em detalhe na Figura 37. 71
- Figura 42** - Linha sísmica L0258-1268 em profundidade (*datum*: nível do mar), (A) em detalhe e sem interpretação, (B) com os horizontes interpretados, falhas traçadas e dados litoestratigráficos do poço 1-SHEL-23-RJS. 72
- Figura 43** – Desenho esquemático sobre a evolução dos pulsos de halocinese entre dois diápiros. 75

SUMÁRIO

RESUMO	i
ABSTRACT	ii
ÍNDICE DE FIGURAS.....	iii
1 INTRODUÇÃO	11
1.1 Localização da Área de Estudo	12
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	14
2.1 Geologia do Embasamento Cristalino	14
2.2 Processos de Rifteamento e <i>breakup</i> do Paleocontinente Gondwana	15
2.3 Bacia de Santos	19
2.3.1 Evolução Tectonoestratigráfica.....	19
2.3.1.1 Fase Rifte.....	22
2.3.1.2 Fase <i>Sag</i>	22
2.3.1.3 Fase Drifte.....	23
2.3.2 Alto Externo.....	27
2.3.3 Halocinese.....	29
3. REFERENCIAIS TEÓRICOS.....	31
3.1 Sísmica de Reflexão	31
3.1.1 Aquisição Sísmica.....	33
3.1.2 Processamento Sísmico	35
3.1.3 Interpretação Sísmica e Atributos Sísmicos	37
3.2 Sismoestratigrafia.....	39
3.2.1 Terminações de refletos.....	41
3.2.2 Fácies Sísmicas	42
3.2.3 Configurações Internas das Reflexões Sísmicas.....	42
3.2. 4 Geometria Externa das Fácies Sísmicas.....	43

3.3 Halocinese	45
3.3.1 Processos de Crescimento de Diápiros.....	47
3.3.1.1 Diapirismo Reativo	48
3.3.1.2 Diapirismo Ativo.....	48
3.3.1.3 Diapirismo Passivo.....	48
4. METODOLOGIA	51
4.1 Pesquisa Bibliográfica	51
4.2 Solicitação de dados sísmicos 2D e poços junto a ANP.....	51
4.3 Seleção dos dados.....	52
4.4 Amarração dos dados de poços ao dado sísmico	54
4.5 Interpretação dos horizontes sísmicos	55
4.6 Geração de mapas de contorno estruturais e mapas de isópacas.....	57
4.7 Análise evolutiva dos pulsos de halocinese	57
5 RESULTADOS	58
5.1 Horizontes Sísmicos interpretados	58
5.2 Mapas de contornos estruturais e isópacas	62
6. DISCUSSÕES	73
6. 1 Análise evolutiva dos pulsos halocinéticos entre dois diápiros	73
7 CONCLUSÕES	76
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	76

1 INTRODUÇÃO

A Bacia de Santos abrange uma área de cerca de 350.000 km² e atinge cotas batimétricas de até 3.000 m, sendo limitada ao norte pelo Alto de Cabo Frio e ao sul pelo Alto de Florianópolis. Do ponto de vista geográfico, a bacia está situada na margem continental brasileira entre os paralelos 23° e 28° Sul, que envolve os litorais dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina (Moreira *et al.*, 2007).

O histórico exploratório da Bacia de Santos data da década de 1970, mais especificamente, o primeiro poço foi perfurado pela Petrobras em 1972. Entretanto, somente em 1983 ocorreu a primeira descoberta a partir da perfuração do poço 1-SPS-20-SP, que foi responsável pela descoberta do Campo de gás de Merluza, com acumulações em arenitos turbidíticos da Formação Itajaí-Açu e da Formação Juréia (ANP, 2019).

A aquisição de dados geológicos e geofísicos é fundamental para a descoberta de novas jazidas. Em 2006, foi perfurado o poço exploratório 1-BRSA-369A-RJS que comprovou a existência do Campo de Tupi, com volumes estimados de óleo *in situ* superiores a 18 bilhões de barris (ANP, 2019). A existência de grandes acumulações de petróleo em rochas carbonáticas abaixo dos depósitos evaporíticos representou uma mudança de paradigma que revolucionou completamente o cenário exploratório brasileiro. Dessa forma, a descoberta do *play* Pré-Sal tornou a Bacia de Santos a mais prolífica do país, de acordo com os boletins mais atualizados da ANP. Esse *status* pertencia anteriormente a Bacia de Campos, cuja produção foi considerada por anos a mais substancial, sendo superada em 2017 pela Bacia de Santos.

O sal apresenta grande protagonismo no condicionamento da migração e acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. Tendo em vista a sua baixíssima permeabilidade, as espessas camadas evaporíticas desempenham o papel de rocha selante para as rochas reservatórios da seção Pré-Sal. Além disso, as estruturas halocinéticas geradas pela movimentação do sal contribuem para a criação de trapas estruturais e estratigráficas (Caldas & Zalán, 2009). Logo, torna-se indispensável reconstituir a movimentação dos corpos salinos, a fim de tornar as modelagens de bacias mais confiáveis e reduzir o risco exploratório.

Através da análise e integração de dados sísmicos e de poços, o presente estudo tem como objetivo principal o mapeamento dos horizontes sísmicos da seção sedimentar de uma porção da Bacia de Santos, compreendendo os evaporitos (Formação Ariri), fase *sag*, e toda a fase drifte da bacia. Como finalidade propõe-se a interpretação da evolução tectônica halocinética a partir da análise dos padrões estratigráficos representados pelos horizontes sísmicos mapeados. Dentre as principais perguntas que este trabalho busca responder, pode se enfatizar o questionamento se seria possível entender a evolução da halocinese através do tempo somente pela interpretação dos padrões de horizontes sísmicos.

1.1 Localização da Área de Estudo

A Bacia de Santos, situada na margem continental brasileira, abrange os estados de Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, os quais pertencem às regiões Sul e Sudeste. Do ponto de vista geológico, a bacia é limitada a sul com a Bacia de Pelotas pelo Alto de Florianópolis e a norte pelo Alto de Cabo Frio (Figura 1) que a separa da Bacia de Campos (Moreira *et al.*, 2007). O limite oeste da bacia é representado pelos cinturões das serras costeiras (Maciço da Carioca, Serras do Mar e da Mantiqueira) e a leste a bacia se estende até o sopé do Platô de São Paulo (Macedo, 1989).

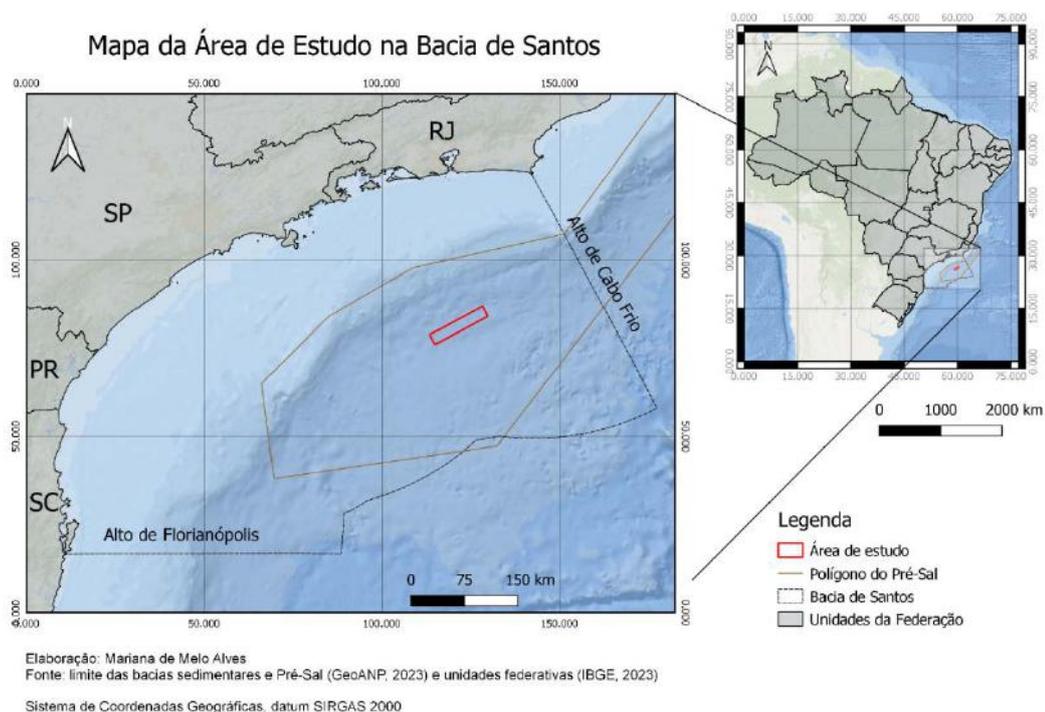


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo na Bacia de Santos, com ênfase para as principais feições que limitam a bacia, o polígono do Pré-Sal e a área de interesse representada pelo polígono vermelho.

A área de estudo deste trabalho está localizada na porção norte da Bacia de Santos em uma região de bacia profunda. Essa localidade envolve as adjacências do prospecto Gato do Mato e do campo de Itapu, os quais estão inseridos dentro do polígono do Pré-Sal (Figura 2). O prospecto Gato do Mato é oriundo do bloco exploratório S-M-518, que foi licitado pela Shell (80%) e pela Total (20%) na 7ª Rodada do Regime de Concessão que ocorreu em 2005. A confirmação do prospecto aconteceu somente em 2010 com a perfuração do poço 1-SHELL-23-RJS que encontrou indícios de óleo e atingiu a profundidade de 5.700 m, conforme consta no Sumário Executivo das Áreas em Ofertas (ANP, 2017). A venda de uma fatia de 30% de Sul do Gato do Mato para a Ecopetrol foi aprovada pela ANP em 2020, consequentemente a Shell detém 50% e operação, a Ecopetrol 30% e os 20% restantes pertencem à Total.

Por sua vez, o campo de Itapu (Figura 2) está localizado a 200 km da costa do litoral do Rio de Janeiro, com uma lâmina d'água que atinge 2.000 m e uma área que se prolonga por 146,7 km². Esse campo foi descoberto em dezembro de 2012, com a perfuração do poço 1-BRSA-1116-RJS (ANP, 2017).

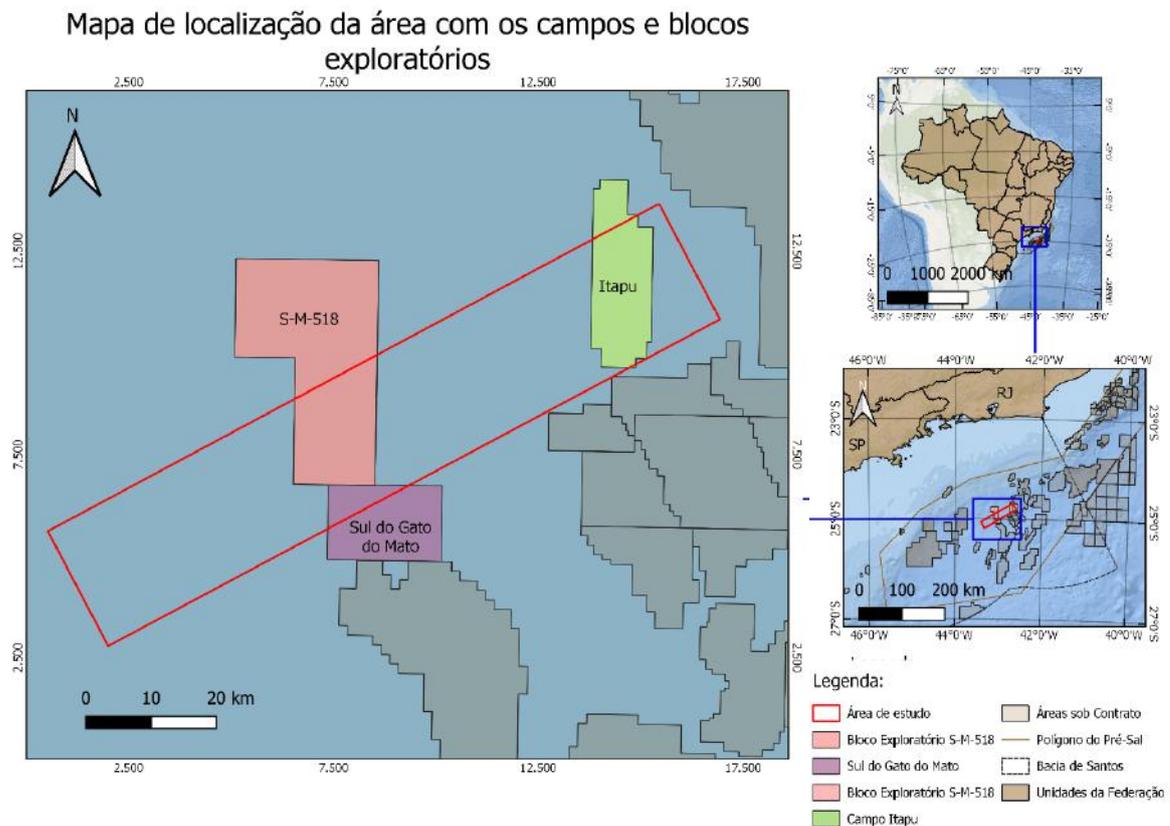


Figura 2 - Mapa da área de estudo destacada em vermelho com destaque para o bloco exploratório S-M-518, Sul do Gato do Mato e o campo de Itapu.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia de Santos se desenvolveu sobre rochas pertencentes ao embasamento cristalino pré-cambriano, incluídas na Faixa Ribeira e pode ser classificada como uma bacia de margem passiva formada durante o Eocretáceo. Sua gênese está relacionada ao contexto geotectônico de ruptura do Paleocontinente Gondwana, que culminou na abertura do Oceano Atlântico Sul.

2.1 Geologia do Embasamento Cristalino

O embasamento da Bacia de Santos é constituído por blocos crustais de diferentes idades e litologias que se aglutinaram durante a formação da porção ocidental do paleocontinente Gondwana, configurando um mosaico de terrenos separados por descontinuidades regionais (Schimitt *et al.*, 2018). Uma série de episódios acrecionais e colisionais relacionados a convergência afetaram o embasamento Pré-Cambriano (Heilbron *et al.*, 2000). O fechamento do Oceano Adamastor durante a orogenia Brasileiro-Panafricano reuniu diversos terrenos e criou a Província da Mantiqueira (Heilbron *et al.*, 2004).

Esse sistema orogênico é composto por várias faixas móveis, de norte a sul: Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel (Almeida *et al.*, 1981). Os cinturões orogênicos Faixa Ribeira e Dom Feliciano são separados geograficamente pelo cráton paleoproterozoico Luis Alves. Na margem brasileira, os terrenos de embasamento estão orientados na direção NE-SW, dispendo-se paralelamente à linha de costa por mais de 3.000 km. Tendo em vista que a área de estudo desse trabalho está localizada na Bacia de Santos, será detalhada somente a geologia da Faixa Ribeira (Figura 3).

A Faixa Ribeira é caracterizada por terrenos que correspondem a diferentes estágios colisionais, sendo sua porção central formada pelos terrenos Ocidental, Paraíba do Sul-Embu, Oriental e Cabo Frio. Seu segmento sul compreende os terrenos Apiaí, Embu e Curitiba (Campos Neto, 2000). A principal sutura entre os terrenos convergentes neoproterozoicos segue o *trend* atual da Faixa Ribeira e constitui a zona de fraqueza primária onde o oceano Atlântico se desenvolveu posteriormente (Almeida *et al.*, 2013).

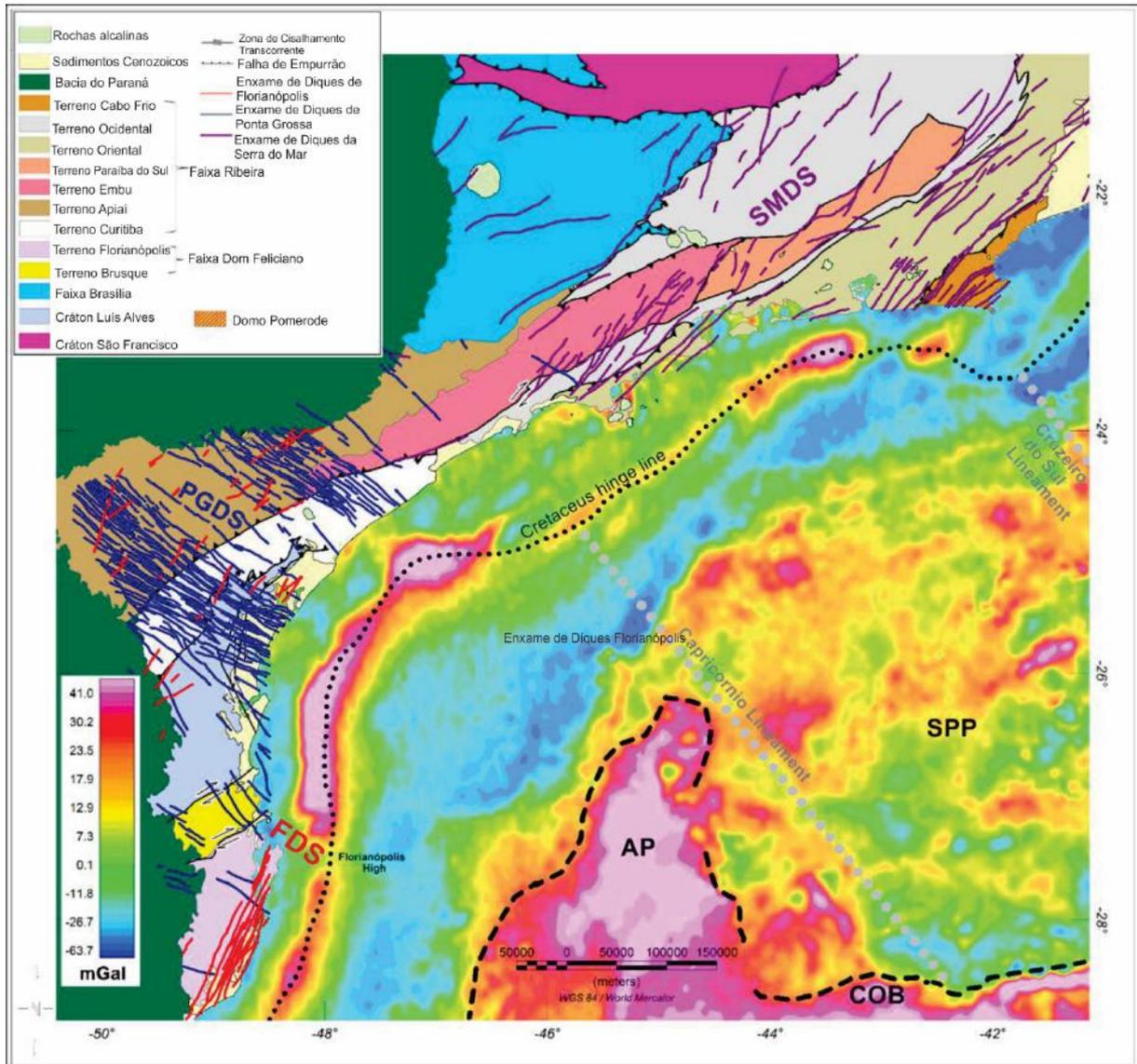


Figura 3 - Mapa de anomalia bouguer residual a partir de dados de satélites, destaca-se a Província da Mantiqueira especialmente a Faixa Ribeira e seus terrenos; limite entre continente e oceano (COB); Platô de São Paulo (SPP), Propagador Abimael (AP). Fonte: Ferreira (2023).

2.2 Processos de Rifteamento e *breakup* do Paleocontinente Gondwana

Os processos de rifteamento e *breakup* continental ocorreram de forma distinta ao longo da costa brasileira, com domínio transformante na Margem Equatorial (bacias da Foz do Amazonas, Pará-Maranhão, Barreirinhas, Ceará e Potiguar) e domínio divergente na Margem Leste Brasileira (bacias Sergipe-Alagoas, Jacuípe, Camamu Almada, Jequitinhonha, Cumuruxatiba, Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas). De acordo com Szatmari & Aires (1987), esses diferentes domínios tectônicos resultaram na formação de bacias complexas dominadas por cisalhamento na Margem Equatorial e sistemas de rifte na Margem Leste.

Durante a separação do paleocontinente Gondwana existia uma tendência de movimentação divergente leste-oeste (Françolin & Szatmari, 1987), que resultou na geração de riftes abortados na porção emersa intracontinental e riftes que evoluíram até formar as bacias sedimentares de margem passiva. Segundo Rabinowitz & Labrecque (1979), a ruptura teve início no sul e se propagou gradativamente em direção ao norte, durante o Albiano. Esses autores realizaram reconstruções da abertura do Oceano Atlântico Sul se baseando em uma série de evidências (Figura 4), tais como anomalias magnéticas e gravimétricas.

A existência da Pluma Tristão da Cunha Pluma forneceu calor excessivo para a crosta e a tornou menos resistente ao estiramento, possibilitando que parte da crosta continental se comportasse de forma dúctil (White & Mckenzie, 1989). Esse estiramento anômalo gerou uma larga faixa de afinamento crustal na área do Platô de São Paulo, região bastante prolífica em hidrocarbonetos e responsável pela Bacia de Santos ser conhecida como a maior bacia *offshore* da margem brasileira.

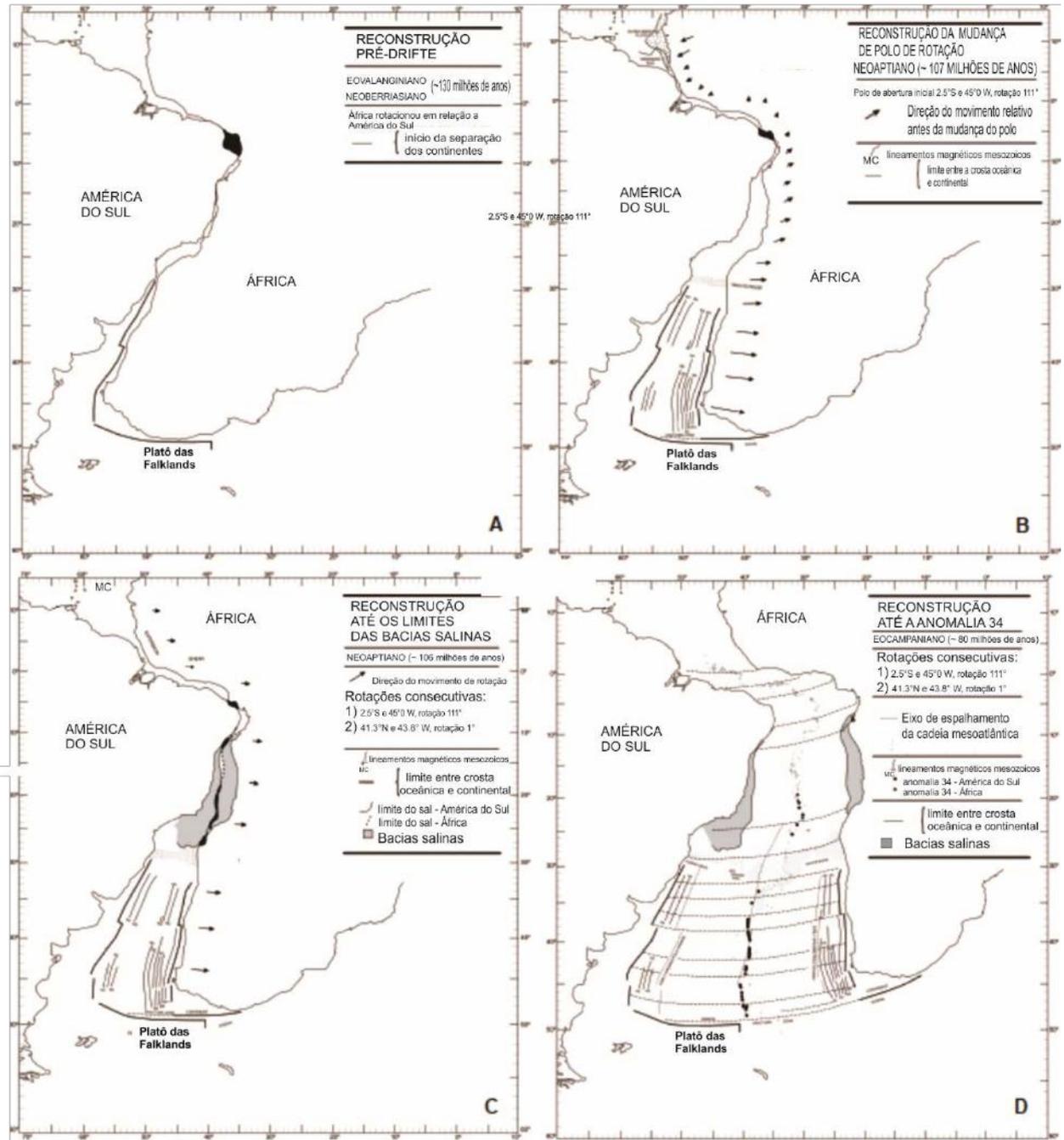


Figura 4 - Reconstrução da abertura do Atlântico Sul ao longo de diferentes idades: (A) Valanginiano até Berriasiano (130 Ma), (B) Eoaptiano (107 Ma), (C) final do Eoaptiano (106 Ma) e (D) Campaniano (80 Ma). A imagem mostra a configuração dos continentes, os pólos de rotação e os vetores de movimentos das placas (seta preta). Retirada de Rabinowitz & Labrecque (1979).

A anomalia termal de Tristão da Cunha associada a ruptura continental condicionou a geração das cadeias vulcânicas de Rio Grande e Walvis (White & Mckenzie, 1989), que por sua vez desempenharam um importante papel como barreira física que restringiu à circulação de águas provenientes do sul. Esses altos vulcânicos juntamente com o clima quente e seco vigente na época criaram as condições ideais para a acumulação da sequência evaporítica (Figura 5) nesse golfo estreito e alongado (Chang *et al.*, 2008).

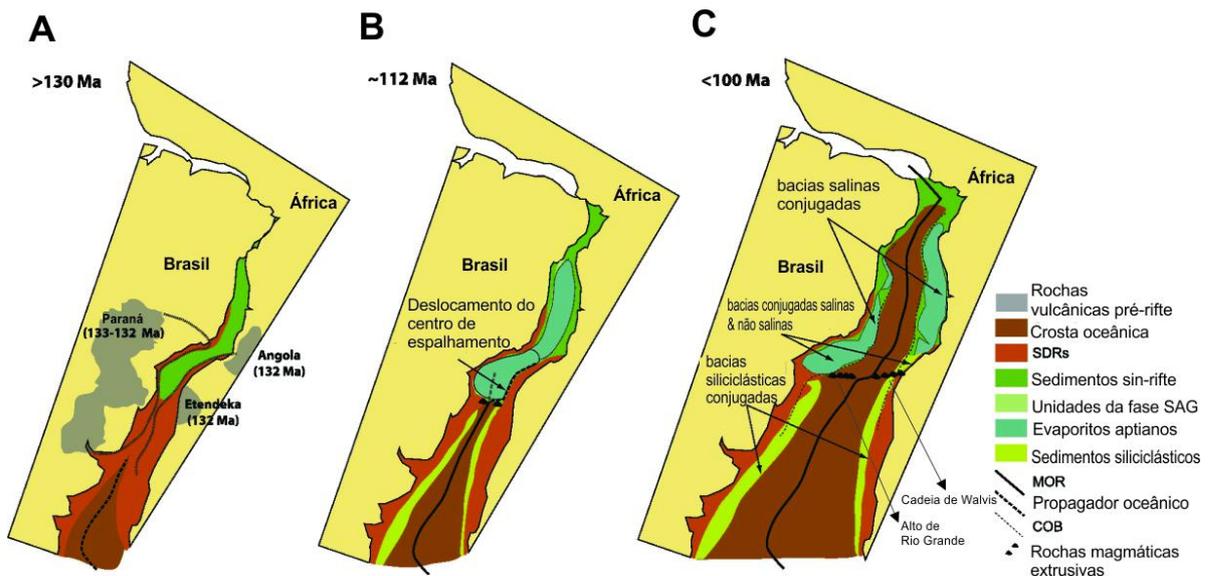


Figura 5 – Mapa esquemático da evolução geodinâmica do Atlântico Sul mostrando a formação das margens conjugadas do Brasil e da África em diferentes momentos desde o *rift* até a transição para a fase *drift*. (A) riftamento e preenchimento sinrift no segmento central representado em verde, na cor cinza estão destacados os derrames basálticos Paraná-Etendeka; (B) deposição de sal nas bacias de Santos e Campos representado na cor azul e deslocamento do centro de espalhamento em direção a margem africana; (C) configuração pós *break-up* de ambas as margens continentais. Fonte: Kukla *et al.*, 2018.

Durante a ruptura desse supercontinente, ocorreram derrames volumosos de basaltos toleíticos, cujos principais registros podem ser encontrados na Bacia do Paraná. Esses derrames também podem ser encontrados nas bacias de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo, em ordem decrescente de ocorrência (Mohriak *et al.*, 1995). Assim sendo, a Bacia de Santos é descrita como pobre em magma, em comparação com a vizinha Bacia de Pelotas, onde o volume produzido foi muito grande (Stica *et al.*, 2014; Zálan *et al.*, 2011).

2.3 Bacia de Santos

2.3.1 Evolução Tectonoestratigráfica

De acordo com Macedo (1989), a Bacia de Santos foi submetida a um estiramento crustal mais acentuado devido à grande distância do polo de abertura do Gondwana, o que resultou em uma maior subsidência termal pós-*breakup*. Esses fatores possibilitaram a ocorrência de registros sedimentares mais espessos. A espessura da seção sedimentar da Bacia de Santos pode alcançar 15 km, incluindo a sequência rifte, sendo depositada sobre uma crosta afinada (Mio *et al.*, 2005).

Segundo Pereira & Macedo (1990), os processos tafrogênicos do paleocontinente Gondwana geraram uma série de feições estruturais que compõem o arcabouço tectônico da Bacia de Santos. As principais estruturas são resultado dos eventos tectônicos associados ao processo de rifteamento atuantes durante a fase de estiramento crustal pré-*breakup* e estruturas relacionadas a eventos tectônicos pós-*breakup*, principalmente associadas à deformação por halocinese.

O rifteamento da Bacia de Santos gerou falhas normais sintéticas e antitéticas características de regime distensivo, as quais apresentam direção NE-SW a NNE-SSW. Essas estruturas foram afetadas por zonas de transferências dextrais de direção NW que adquiriram direção E-W, quando na transição crosta continental-oceânica (Meisling *et al.*, 2001). Essas estruturas influenciaram consideravelmente a configuração geométrica da bacia, a erosão e a acumulação sedimentar, a geração de trapas estruturais e a migração de hidrocarbonetos (Demercian & Szatmari, 1999; Mohriak, 2004).

Ao longo dos anos diversos pesquisadores se debruçaram na tarefa de elaborar um modelo geodinâmico aplicável as bacias brasileiras da margem leste. O modelo proposto por Cainelli & Mohriak (1999) foi dividido em cinco estágios (Figura 6). No primeiro estágio tem início o processo extensional com o soergimento astenosférico e afinamento litosférico sob uma anomalia termal. O segundo estágio está associado ao aumento na extensão litosférica, que provoca a ativação de falhas que controlam os depocentros locais, rotação de blocos, enxames de diques e formação de hemi-grábens. O terceiro estágio pode ser relacionado a reativação de

grandes falhas, erosão dos blocos de rifte e ao início da formação de crosta oceânica quando os episódios de rifteamento terminaram. No quarto estágio ocorrem as incursões marinhas localizadas que provocam a deposição terrígena e carbonática aptiana, bem como acontece a deposição evaporítica no topo da sequência pós-rifte. O quinto estágio é caracterizado pela formação de uma margem passiva através da geração de uma plataforma carbonática rasa no Albiano, que é gradativamente alterada por sequências terrígenas, em função do aumento do espaço de acomodação e do afluxo de sedimentos.

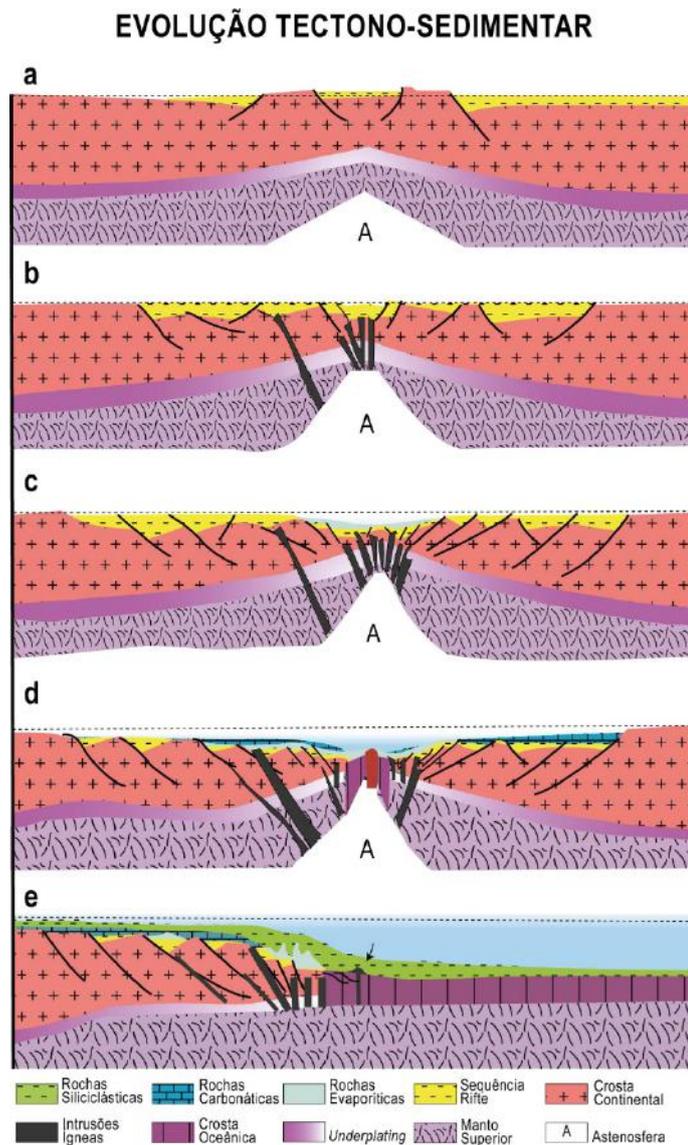


Figura 6 - Modelo geodinâmico da margem continental divergente. Fonte: Cainelli & Moriak (1999).

No início dos anos 2000, foram adquiridos dados de poços e de sísmica como resultado do avanço da exploração na Bacia de Santos. Esses dados viabilizaram a elaboração de novos modelos geodinâmicos multifásicos, que abrangem a complexidade da região de transição

continente-oceano. O modelo elaborado por Moreira *et al.* (2007) propõe que a evolução tectonoestratigráfica da bacia pode ser segmentada em três fases: rifte, pós-rifte e drifte, conforme pode ser observado na carta estratigráfica da Bacia de Santos (Figura 7).

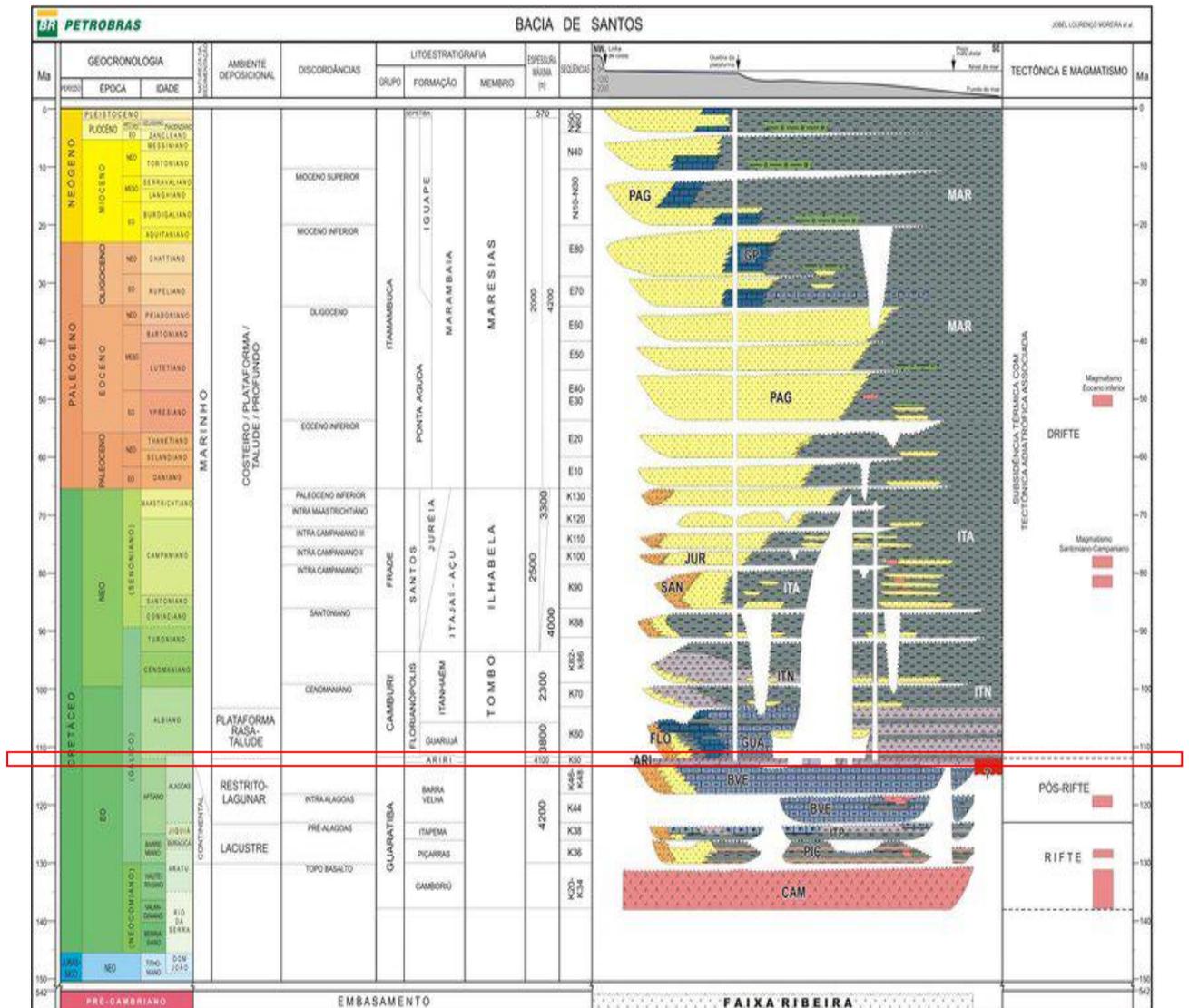


Figura 7 - Carta estratigráfica da Bacia de Santos com destaque para a Formação Ariri. Retirado de Moreira *et al.* (2007).

Uma proposta alternativa para a evolução tectônica foi defendida por Chang *et al.* (2008) que sugerem dividir a fase rifte em três fases (sin-rifte I, sin-rifte II e sin-rifte III ou *sag*). Cabe destacar que, as fases sin-rifte I e sin-rifte II podem ser correlacionadas a fase rifte proposta por Moreira *et al.* (2007) e a fase *sag* é equivalente à fase pós-rifte. Nesse presente trabalho serão consideradas as fases rifte, *sag* e drifte.

2.3.1.1 Fase Rifte

A fase rifte compreendida do Hauteriviano ao Eoaptiano é marcada pelo estiramento crustal que provoca a geração de espaço de acomodação de sedimentos através de falhamentos normais (Moreira *et al.*, 2007). Nessa fase é possível notar um forte controle estrutural na compartimentação da bacia, tendo em vista que as principais estruturas reativadas durante o rifteamento seguem o *trend* NE-SW do embasamento cristalino. Essas estruturas resultaram em uma geometria de hemigrábens, cujo preenchimento é constituído por rochas vulcânicas correspondentes aos derrames basálticos toleíticos da Formação Camboriú, rochas siliciclásticas terrígenas pertencentes a Formação Piçarras e rochas carbonáticas pertencentes a Formação Itapema (Moreira *et al.*, 2007).

A Formação Piçarras está sobreposta a Formação Camboriú de forma discordante, tendo sua deposição se iniciado no Barremiano. Em termos litológicos, registra um ambiente de leques aluviais, com a deposição de conglomerados e arenitos polimíticos nas porções mais proximais, e siltitos e folhelhos em porções distais (Moreira *et al.*, 2007). A Formação Itapema tem como limite inferior a discordância intrabarremiana de 126,4 Ma e, como limite superior, a discordância pré-Alagoas. Seus sedimentos foram depositados desde o Neobarremiano ao Eoaptiano, sendo caracterizados por uma sequência de coquinas com intercalações de calcirruditos, constituídos por fragmentos de conchas de pelecípodes e folhelhos escuros ricos em matéria orgânica.

2.3.1.2 Fase Sag

Ao analisarem seções sísmicas, Buckley *et al.* (2015) identificaram a evolução de uma fase rifte para uma fase de quiescência tectônica, denominada fase *sag*. A fase *sag* é caracterizada pelo aumento gradual das incursões marinhas que originaram o Oceano Atlântico Sul. O registro sedimentar da fase *sag* engloba as Formações Barra Velha e Ariri, que foram depositadas em ambiente transicional continental e marinho raso, durante o Aptiano e início do Albiano, conforme descrito por Moreira *et al.*, (2007).

A Formação Barra Velha pode ser dividida em duas porções. A parte basal foi depositada a partir da quebra da plataforma, sendo formada por calcários microbiais, estromatólitos e laminitos em suas porções proximais e folhelhos nas porções distais. Existe

uma discordância datada em 117 Ma que separa a parte basal formada por um pacote Eoaptiano da parte superior, datada do Neoaptiano. A parte superior é composta por arenitos e conglomerados nas porções proximais e calcários estromatolíticos e laminitos microbiais nas porções distais (Moreira *et al.*, 2007).

A Formação Ariri corresponde aos evaporitos depositados em um ambiente de golfo estreito e alongado (Riccomini *et al.*, 2012). Os evaporitos são rochas formadas principalmente por halita e anidrita, entretanto, a presença de sais solúveis faz com que ocorram outros minerais como, taquidrita, carnalita e silvinita (Moreira *et al.*, 2007). De acordo com Dias (2008), a deposição desse pacote evaporítico ocorreu no Neoaptiano e durou somente 600 mil anos, o que evidencia uma alta taxa de subsidência considerando a sua espessura de aproximadamente 2.000 m.

De acordo com Demercian (1996), a existência de evaporitos na Bacia de Santos está condicionada a dois fatores, os quais proporcionaram as condições ideais para a sua deposição. O primeiro fator foi o alinhamento do Alto de Florianópolis, da Dorsal de São Paulo e das cadeias vulcânicas de Rio Grande e Walvis, que barraram a circulação do Oceano Atlântico já existente a sul na Bacia de Pelotas. O segundo fator essencial foi o clima seco e quente da época.

2.3.1.3 Fase Drifte

A fase drifte é caracterizada pelo aumento da subsidência termal que possibilitou o aprofundamento da bacia e, conseqüentemente, a transposição dos obstáculos vulcânicos situados no limite sul da bacia (Garcia *et al.*, 2012). Essa fase ocorreu a partir do Albiano, após o *breakup* da porção oeste do Supercontinente Gondwana e a conseqüente individualização das placas sulamericana e africana (Riccomini *et al.*, 2012). Segundo Moreira *et al.* (2007), essa etapa foi marcada pela instalação de um ambiente marinho franco representado pelos grupos Camburi (formações Florianópolis, Guarujá e Itanhaém), Frade (formações Santos, Juréia e Itajaí-Açu) e Itamambuca (formações Ponta Aguda, Iguape, Marambaia e Sepetiba).

Durante o Albiano, um mar raso inundou extensas porções da nova margem continental, propiciando as condições necessárias para o desenvolvimento de uma vasta plataforma carbonática. Com a deposição dos carbonatos, foram iniciados escorregamentos gravitacionais sobre o sal, devido à carga de sedimentos dando início à halocinese na bacia (Macedo, 1990).

Essa movimentação halocinética é responsável pela intensa estruturação dos depósitos sobrejacentes.

Entre o Cretáceo Inferior e o Superior foram desenvolvidos sistemas deposicionais de padrão arquitetural retrogradacional, em resposta a uma progressiva subida do nível do mar com afogamento da plataforma rasa, compondo a chamada Megassequência Transgressiva. Entre o Meso-Albiano e o Turoniano (104-88 Ma), com a contínua transgressão marinha e aprofundamento da bacia, a sequência carbonática passa a ser substituída por depósitos de mais baixa energia (Pereira & Feijó, 1994; Nunes *et al.*, 2004). Segundo Macedo (1990), esses depósitos formaram espessos pacotes sedimentares, principalmente na área nordeste da Bacia de Santos, e foram depositados em duas sequências transgressivas. A condição de máximo afogamento da bacia ocorreu durante o Cenomaniano-Turoniano (90 Ma), com a contínua e rápida subida do nível do mar e continuada subsidência termal (Modica & Brush, 2004), quando foram depositados folhelhos nas áreas mais distais da bacia (Milani *et al.*, 2000).

Ainda no Cretáceo Superior, foi formada a Serra do Mar Cretácea devido a um soerguimento dômico uniforme de origem térmica na região Sudeste do Brasil (Zalán & Oliveira, 2005). O soerguimento dessa feição geomorfológica acelerou os processos erosivos entre o Cretáceo Superior e o Paleógeno e, conseqüentemente, foi gerada uma grande superfície de erosão denominada Superfície de Aplainamento Japi.

O grande aporte sedimentar originário da erosão da Serra do Mar Cretácea resultou a partir do Neoturoniano (~80 Ma) na implantação de uma arquitetura progradacional (regressiva) na Bacia de Santos. Este padrão regressivo se insere num contexto de aumento relativo do nível do mar e de forte subsidência da margem e nível de mar alto, compondo a chamada Megassequência Regressiva (Almeida & Carneiro, 1998; Cainelli & Mohriak, 1999; Modica & Brush, 2004), antecipando o estilo progradacional de deposição que normalmente se implanta nas bacias marginais a partir da diminuição da taxa de subsidência térmica (Macedo, 1990; Chang *et al.*, 1990; Nunes *et al.*, 2004). Em termos de arquitetura sedimentar, a Megassequência Regressiva é formada pela acreção lateral de sucessivas cunhas *offlap*, tendo como resultado a expressiva progradação da margem.

Durante o Neo-Campaniano (75 Ma) ocorreu uma reorganização das drenagens proximais da Serra do Mar, direcionando a drenagem do proto-rio Paraíba do Sul para a porção

nordeste (Figura 8) da Bacia de Santos (Modica & Brush, 2004). A drenagem do Paraíba do Sul promoveu, então, episódios fortemente progradaçãois fazendo com que a linha de costa avançasse significativamente mar adentro (Pereira *et al.*, 1986).

A partir do final do Paleoceno, a atual Serra do Mar se desenvolveu, resultante de um colapso gravitacional da chamada Serra do Mar Cretácea (com desnível de 3.000 m em relação à Bacia de Santos). Esse pulso colapsante teria ocorrido devido ao desequilíbrio isostático entre a bacia cada vez mais sobrecarregada de sedimentos e a área continental elevada e em contínua erosão (Asmus & Ferrari, 1978). Esse jogo de esforços a que foi submetida à crosta resultou em falhamentos normais que desencadearam o basculamento de blocos (Zalán & Oliveira, 2005). Esse período coincidiu com o nível de mar baixo, que possibilitaria a erosão que forneceu grande quantidade de sedimentos para a Bacia de Santos e deu forma à atual Serra do Mar. O nível de mar baixo possibilitou a implantação de inúmeros cânions, principalmente na porção nordeste da Bacia de Santos, onde o nível de mar mais baixo parece ter sido mais acentuado devido a um soerguimento termal em torno de Cabo Frio (Modica & Brush, 2004).

O padrão progradaçãoal foi ainda intensificado a partir do Eoceno Inferior-Médio (Pereira & Feijó, 1994; Moreira *et al.*, 2001; Moreira & Carminatti, 2004; Zalán & Oliveira, 2005), quando houve um aumento da taxa de aporte siliciclástico fornecida à Bacia de Santos em função da reativação cenozoica da Serra do Mar no domínio continental emerso (Chang *et al.*, 1990; Zalán & Oliveira, 2005). De acordo com Macedo (1990), processos distensivos ocorridos durante o Eoceno podem ser os causadores da reativação da Serra do Mar atual, bem como do deslocamento da drenagem do proto-Rio Paraíba do Sul (Figura 8) no Oligoceno, que passou a fornecer os sedimentos mais grossos para a Bacia de Campos. Com a drenagem do Paraíba do Sul desviada para a Bacia de Campos, a porção nordeste da Bacia de Santos passa a ser uma bacia com pouco aporte sedimentar fazendo com que a borda da plataforma continental eocênica e seus sistemas progradaçãois migrassem em direção ao continente em cerca de 50 km (Figura 8).

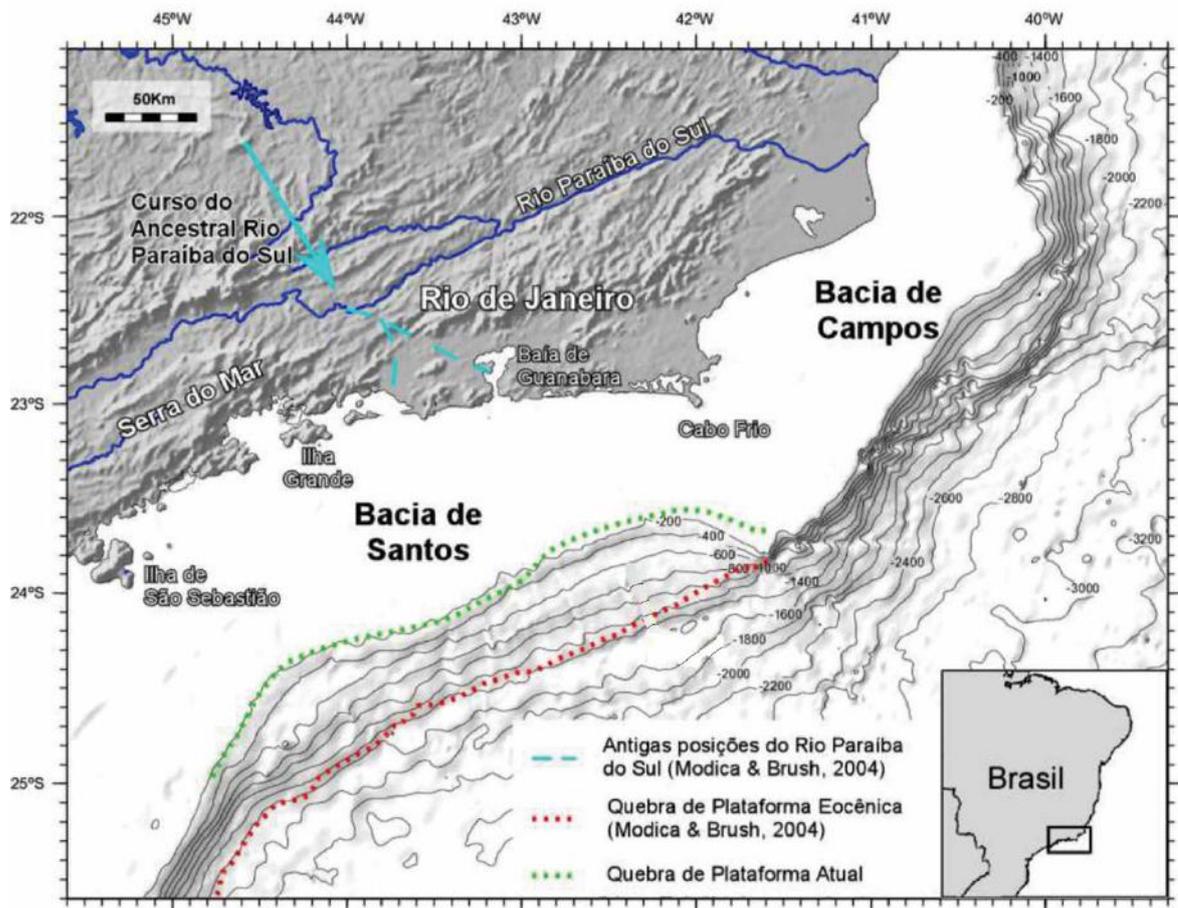


Figura 8 - Mapa batimétrico da Bacia de Santos (dados batimétricos de Smith & Sandwell, 1997). Traçado proposto do pretérito rio Paraíba do sul de Modica & Brush (2004), traçado do atual *offlap break* e do *offlap break* eocênico (Modica & Brush, 2004). Retirado de Maia (2009)

Entre o Eoceno-Mesomioceno e o Mesomioceno-Recente são desenvolvidas duas grandes sequências progradacionais (Mohriak & Magalhães, 1993), que são separadas por uma marcante discordância do Mesomioceno (Nunes *et al.*, 2004). Essas sequências são constituídas por sedimentos bem mais finos que os do Cretáceo Superior, pois a sedimentação de granulometria mais grossa passaria a ser capturada pelo Rio Paraíba do Sul, desaguando na Bacia de Campos (Nunes *et al.*, 2004; Macedo, 1990).

A área do presente estudo está situada no Alto Externo da Bacia de Santos, feição tectônica descrita no subitem a seguir.

2.3.2 Alto Externo

A área do presente estudo está situada no Alto Externo da Bacia de Santos, que constitui o principal alto intra-bacinal da região e que se destaca por sua grande extensão, compreendendo uma área de 12.000 km² (Gomes *et al.*, 2009). Essa feição estrutural de orientação NE-SW é formada por crosta continental espessa, que se manteve relativamente alta em contraste com as áreas adjacentes compostas por crosta afinada e profunda (Carminatti *et al.*, 2008). Inicialmente, a estrutura desse planalto foi formada de maneira descontínua na parte norte da bacia, tornando-se consideravelmente proeminente na porção central.

Durante o Barremiano tardio, uma série de blocos falhados formados ao longo da fase sin-rifte inferior foram soerguidos e erodidos definindo a estrutura do embasamento na região (Gomes *et al.*, 2009). Essas falhas de direção NE-SW definiram a estrutura deste planalto antes mesmo dos evaporitos serem depositados sobre ele (Carminatti *et al.*, 2008).

A base da camada de sal depositada acima do Alto Externo aparece em profundidade incomumente rasa na porção central da bacia (Carminatti *et al.*, 2008), justamente onde o alto intra-bacinal está mais elevado.

Dois estruturas individuais que se sobressaem na morfologia do Alto Externo (Modica & Brush, 2004), tais como o Alto de Tupi e Alto do Pão de Açúcar (Figura 9 e 10). A menor das duas estruturas é conhecida como Alto de Tupi, nomeado após a descoberta do campo de Tupi pela Petrobras em 2006, tem cerca de 1.100 km² de área e ocorre segmentado por uma série de falhas sintéticas. A maior das duas estruturas é denominada Alto do Pão de Açúcar, que abrange uma área de 6.000 km², sendo segmentada por falhas antitéticas. Ambos os altos estruturais são separados por uma grande zona de transferência de direção NW-SE (Gomes *et al.*, 2009). Essas estruturas provavelmente concentraram a migração de petróleo e gás gerados no espesso intervalo pré-sal sobre extensas áreas adjacentes (Gomes *et al.*, 2009).

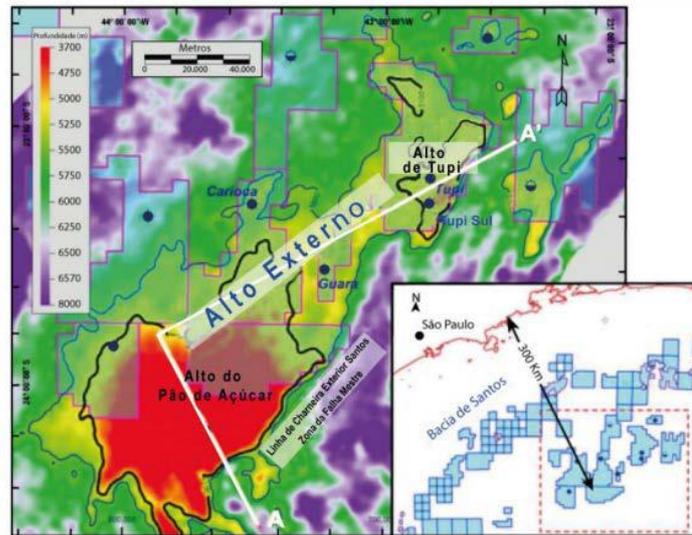


Figura 9 - Mapa da base do sal na região do Alto Externo da Bacia de Santos. O contorno azul define a contorno da estrutura do Alto Externo; já o contorno preto define as duas estruturas individuais do Alto Externo: o Alto do Pão de Açúcar (em vermelho) na porção SW do mapa e, na porção NE, o Alto de Tupi (Retirado de Gomes *et al.*, 2009).

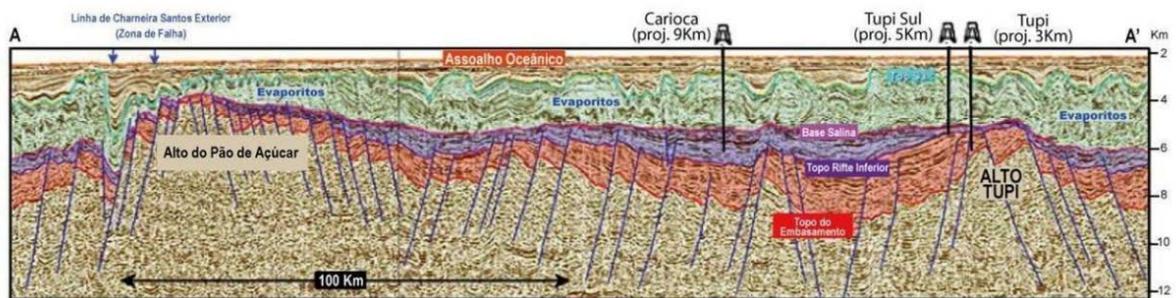


Figura 10 - Seção sísmica regional ao longo do Alto Externo da Bacia de Santos mostrando os altos de Tupi e Pão de Açúcar (Retirado de Gomes *et al.*, 2009).

2.3.3 Halocinese

A halocinese pode ser descrita como a movimentação e ascensão das rochas evaporíticas por conta da ação da gravidade e compactação diferencial. A movimentação do sal deformou o registro sedimentar da fase drifte da Bacia de Santos e contribuiu para a formação de falhas lístricas e de crescimento, que afetaram majoritariamente a seção drifte da bacia (Gama, 2008).

A existência de amplos domos de sal na porção centro-norte da Bacia de Santos é reconhecida há muitos anos por empresas petrolíferas e pesquisadores. Além disso, foi identificada a expulsão do sal para porções mais distais da bacia, devido ao acúmulo de sedimentos em algumas áreas (Cobbold & Szatmari 1991; Duval *et al.* 1992; Demercian *et al.* 1993). Desde 1983, a Petrobras já descreveu estilos estruturais na porção rasa e deformações horizontais atribuídas ao deslizamento gravitacional do sal e à sobrecarga sedimentar, especialmente nas porções mais distais da bacia. Contudo, somente a partir dos trabalhos de Cobbold & Szatmari (1991) feições halocinéticas foram reconhecidas nas porções mais profundas, auxiliando na identificação de estilos e domínios estruturais. Estes trabalhos foram complementados por modelagens físicas (Vendeville *et al.*, 1987, Vendeville & Cobbold, 1988; Cobbold *et al.*, 1989; Cobbold & Szatmari, 1991; Vendeville e Jackson 1992a e b) e por técnicas de restauração de seções adaptadas à halocinese (Gibbs, 1983, Worrall & Snelson 1989; Schultz-Ela, 1992; Rouby *et al.*, 1993a e b).

Em trabalho específico nas bacias de Santos e Campos, Demercian *et al.* (1993) apresentam uma compartimentação em dois domínios, com base nos estilos estruturais do sal: distensional superior e contracional inferior. O domínio distensional superior é caracterizado por falhas de crescimento sintéticas e antitéticas associadas a diápiros de sal com mais de 5 km de altura e geometria triangular em seção (Cobbold & Szatmari, 1991; Demercian *et al.*, 1993; Mohriak *et al.*, 1995). Demercian *et al.* (1993) interpretam este domínio como sendo resultado da distensão horizontal ao longo de uma seção de aproximadamente 200 km de largura. O domínio contracional inferior é caracterizado por amplos diápiros de sal ondulados no topo, cobertos por uma delgada sequência sedimentar (Demercian *et al.* 1993). Em alguns locais, os diápiros teriam sido empurrados sobre os sedimentos, criando falhas inversa e dobras em chevron nas porções mais distais da bacia.

A movimentação do sal gerou uma frente distensiva e uma compressiva, separadas pela Falha de Cabo Frio (Figura 11) gerando deformações tipo *thin skinned* em diferentes tipos de embasamento (Guerra & Underhill, 2012, Garcia *et al.*, 2012). Na frente distensiva (sentido ao continente), a retirada do sal gerou espaços de acomodação (Assine *et al.*, 2008) e ocorrem domos e muralhas de sal nas paredes de falhas antitéticas N60–65E e N30–40E (Guerra & Underhill, 2012). Esse transporte gerou o chamado *Gap Albiano*, uma região na qual rochas pré-halocinéticas foram transportadas pelo sal por *rafting* (Assine *et al.*, 2008), por vezes dobradas (Guerra & Underhill, 2012), com espessuras constantes e feições erosivas (Caldas & Zalán, 2009). O transporte foi para a frente compressiva (sentido ao talude), marcado por diápiros N25–30W, muralhas de sal N65E e pela formação de minibacias pouco significativas até o fim do Cretáceo, onde evento progradacional desacelerou a movimentação do sal e tornou a formação de minibacias mais significativa (Moreira *et al.*, 2007; Guerra & Underhill, 2012; Garcia *et al.*, 2012).

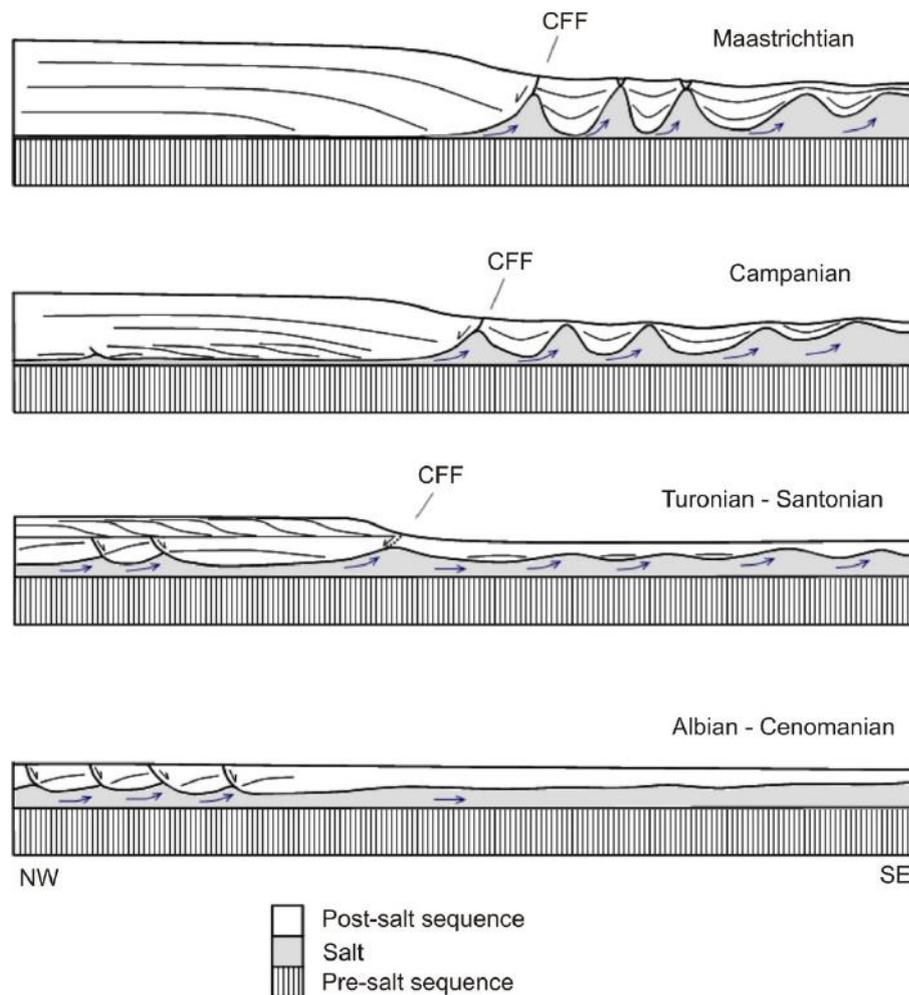


Figura 11 – Diagrama simplificado ilustrando a evolução da Falha de Cabo Frio (CFF) e das minibacias. As setas em azul indicam a direção de movimento do sal. Retirado de Guerra (2008).

3. REFERENCIAIS TEÓRICOS

Este trabalho propõe uma análise dos pulsos halocinéticos na seção drifte da Bacia de Santos através da interpretação de dados sísmicos 2D. Assim sendo, os referenciais teóricos sobre os quais serão substanciados os argumentos propostos neste trabalho se baseiam nos princípios da Sísmica de Reflexão, Sismoestratigrafia e da Halocinese.

3.1 Sísmica de Reflexão

A sísmica de reflexão consiste em um método geofísico indireto amplamente utilizado na indústria de petróleo para exploração em subsuperfície. O princípio físico básico desse método se baseia na utilização de pulsos de energia acústica que obedecem a Lei de Snell, originando ondas refratadas e refletidas. A Lei de Snell determina que ao incidir sobre uma interface que separa dois meios com contraste de impedância, parte da onda incidente é refletida e parte é refratada para o segundo meio, originando o feixe refratado, conforme esquematizado na Figura 10.

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} \quad (1)$$

A lei da reflexão afirma que o raio incidente, o raio refletido e a normal à superfície pertencem a um mesmo plano e que o ângulo de incidência θ_1 é igual ao ângulo de reflexão θ'_1 , medidos em relação à perpendicular ao plano de separação entre os dois meios.

$$\theta_1 = \theta'_1 \quad (2)$$

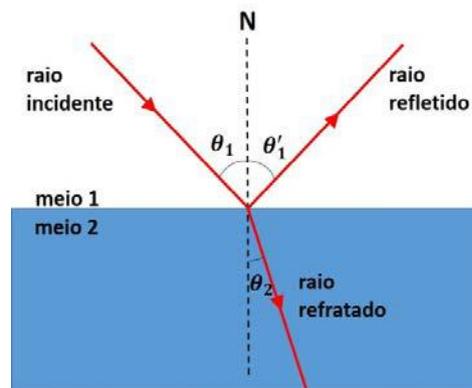


Figura 12 – Representação da lei de Snell (Retirado de Lab Virtual de Ensino de Física, 18/10/2023).

Essas ondas elásticas são geradas por fontes acústicas, refletidas pelas interfaces geológicas e captadas por receptores que registram o seu tempo de percurso (Kearey *et al.*, 2009). Durante a propagação em subsuperfície, as ondas irão se refletir ou refratar nos contatos entre meios com propriedades distintas. A reflexão do sinal sísmico ocorre devido à diferença de impedância acústica entre os diferentes meios em que a onda se propaga, quando a reflexão apresenta significativa extensão lateral gera horizontes sísmicos.

Os horizontes sísmicos podem ser definidos como uma superfície que separa duas camadas com impedância acústica distintas (Sheriff, 2002). A impedância acústica é uma propriedade definida como o produto entre a velocidade da onda sísmica e a densidade do meio em que se encontram. A impedância é descrita pela equação 1, na qual I é impedância acústica, ρ é a densidade do meio e v é a velocidade da onda sísmica.

$$I = \rho \times v \quad (3)$$

O coeficiente de reflexão entre duas camadas pode ser definido pela equação 2, que apresenta r como o coeficiente de reflexão, I_1 como a impedância da primeira camada e I_2 como a impedância da segunda camada.

$$r = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1} \quad (4)$$

O método sísmico pode ser dividido em três principais processos: aquisição de dados, processamento e interpretação (Yilmaz, 2001). A primeira fase é a aquisição de dados sísmicos

através da emissão de uma onda elástica por uma fonte artificial, durante essa etapa a onda se propaga sob a forma de ondas sísmicas em subsuperfície e ao atingir interfaces geológicas, sejam elas estruturas ou camadas de rocha com diferentes composições mineralógicas e densidades, parte da onda incidente é refletida e registrada pelos receptores (Capucci, 2011). Os receptores convertem o sinal sísmico em sinal elétrico (Hübscher & Gohl, 2014).

A segunda fase é o processamento de dados, nesse estágio é aplicado um conjunto de rotinas aos dados obtidos com o objetivo de melhorar a qualidade do sinal e remover possíveis ruídos. Essa etapa é fundamental para corrigir os erros inerentes ao levantamento sísmico. O fluxo do processamento sísmico varia de acordo com a necessidade do dado a ser tratado e, por isso, é importante avaliar quais procedimentos devem ser aplicados. Uma sequência de processamento convencional quase sempre inclui deconvolução, empilhamento de dados sísmicos e migração (Yilmaz, 2001).

A terceira fase é a interpretação de dados sísmicos, trata-se basicamente da análise da imagem resultante do processamento que possibilita identificar feições estruturais e estratigráficas (Figura 11) e aprimorar o entendimento do contexto geológico da região amostrada. Essa interpretação pode ser realizada tanto em escala regional quanto em escala de detalhe nos reservatórios (Carvalho, 2008). Portanto, a interpretação sísmica possibilita também a identificação de possíveis áreas de acumulação de hidrocarbonetos e se trata de uma ferramenta indispensável para a indústria de óleo e gás.

3.1.1 Aquisição Sísmica

A aquisição de dados sísmicos de reflexão requer a configuração de fonte e receptores. De acordo com Simm & Bacon (2014), existem inúmeras geometrias de aquisição sísmica a depender das necessidades do estudo e do ambiente de trabalho, nas quais os receptores acústicos podem estar organizados em diferentes arranjos.

No ambiente terrestre utiliza-se durante a aquisição, fontes tais como dinamite, vibrosseis, *sledge hammer* a depender de características específicas e receptores como geofones (Reynolds, 1997). Na aquisição marinha de dados sísmicos, as fontes utilizadas podem ser *boomers*, *sparkers*, *airguns* e por sua vez os receptores são conhecidos como hidrofones, os quais são colocados ao longo de cabos e rebocados pelo navio de aquisição (Figura 11).

Normalmente, as reflexões registradas nos receptores mais próximos têm ângulos de incidência mais baixos do que as registradas nos receptores distantes (Simm & Bacon, 2014).

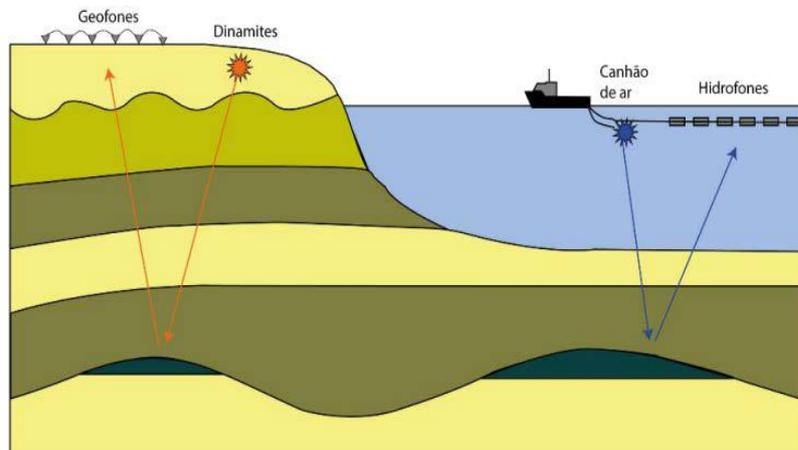


Figura 13 - Modelo ilustrando a aquisição sísmica e seus receptores de acordo com o tipo de aquisição. Retirado de Gerhardt (1998).

Segundo Alves (2009), a fonte mais utilizada na aquisição sísmica marinha é o *airgun*. O *airgun* é um dispositivo que libera na água uma grande quantidade de ar a uma pressão muito elevada e de um modo instantâneo. A liberação de ar vai formar uma bolha de ar que comprime a água à sua volta provocando um pulso de energia, ou assinatura, que se propaga pela água.

Existem diferentes tipos de aquisição a depender do arranjo dos receptores. Caso estejam organizados em uma linha, esta aquisição é considerada 2D, quando estão distribuídos de forma bidimensional sobre a superfície a ser amostrada, a aquisição é classificada como 3D e resulta em um cubo sísmico (Yilmaz, 2001).

O método mais utilizado durante a aquisição sísmica é chamado CMP, *Common Midpoint* (Ponto Médio Comum), que se baseia em amostrar o mesmo ponto em subsuperfície múltiplas vezes. A quantidade de vezes que o ponto é amostrado costuma ser denominado como cobertura. Essa técnica é responsável pela melhoria da seção sísmica final, já que este aumenta a razão sinal/ruído (Rocha, 2010).

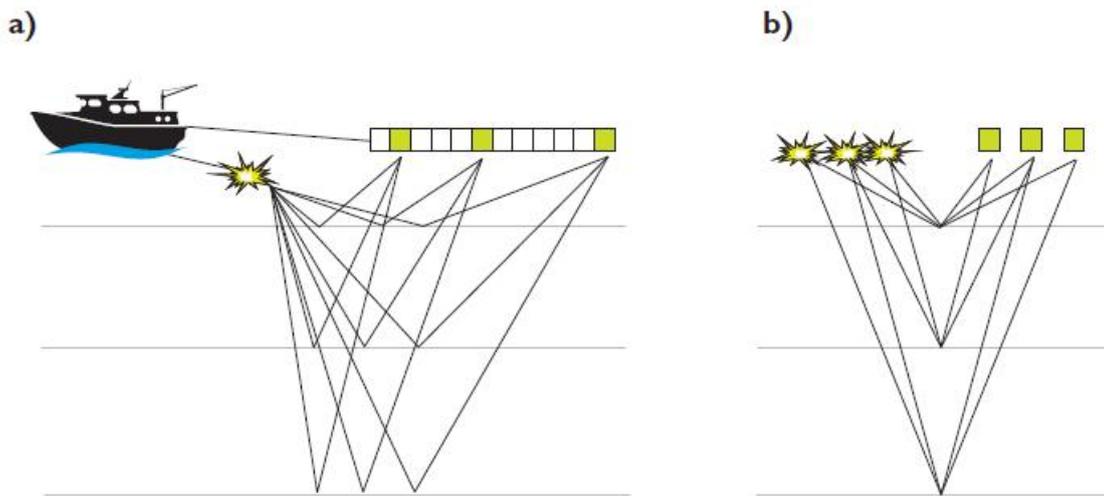


Figura 14 - Geometria de aquisição sísmica marinha: (a) cada tiro é registrado em uma variedade de receptores a depender a profundidade e do ângulo de reflexão (b) ponto médio comum (CMP), considerando camadas relativamente planas, os dados podem ser organizados de acordo com a localização do ponto de reflexão, ou seja, pares diferentes de fonte e receptor amostrando a mesma posição em subsuperfície. Retirado de Simm & Bacon (2014).

3.1.2 Processamento Sísmico

O processamento sísmico tem como intuito principal disponibilizar ao intérprete a melhor seção sísmica viável conforme a qualidade da aquisição. Dessa forma, são aplicadas uma série de operações matemáticas a fim de remover ruídos e construir uma seção sísmica. Essa etapa pode ser sumarizada em três eixos: ponto médio, offset e tempo (Ferreira, 2007).

O geofísico turco Ozdogan Yilmaz escreveu o livro *Seismic Data Processing* em 1987, que é considerado um marco no assunto. O autor defendia que o processamento sísmico consiste basicamente em algumas etapas, como demultiplexação (reorganização dos dados), geometria da aquisição, edição, aplicação de filtros (de frequência, espacial e outros), deconvolução, análise de velocidade e migração.

Durante a aquisição sísmica, o sinal emitido pela fonte é somado a uma série de ruídos como *ghosts*, reverberações, efeitos do instrumento de medição etc. Dessa forma, os dados sísmicos obtidos (traços sísmicos) podem ser matematicamente descritos por uma convolução (Yilmaz, 1978) ou seja, o registro sísmico $x(t)$ é frequentemente descrito pela convolução da assinatura da fonte, $p(t)$, com uma série de coeficientes de reflexão ou resposta impulsiva da

Terra, $e(t)$, adicionada a uma série de ruídos $n(t)$. Logo, o modelo analítico convolucional do traço sísmico é:

$$x(t) = p(t) * e(t) + n(t) \quad (5)$$

Portanto, uma das técnicas de processamento mais utilizadas é a deconvolução que age no eixo do tempo e tem como objetivo aumentar a resolução temporal ou vertical dos traços sísmicos, também é capaz de atenuar reflexões múltiplas, sendo por isso de extrema utilidade em aquisições sísmicas marinhas. Embora algumas estratégias de processamento apliquem a deconvolução após o empilhamento, o processo de deconvolução costuma ser realizado antes do empilhamento e no domínio do tempo (Yilmaz, 1987).

Outro método de processamento bastante empregado é o empilhamento que comprime os dados na direção offset e fornece a seção sísmica empilhada (Ferreira, 2007), eliminando diversos ruídos gerados pela redundância de dados adquiridos. O empilhamento é realizado pela soma dos traços, corrigidos de NMO, de uma família de ponto médio comum (Figura 13). O resultado obtido é uma aproximação da seção de afastamento nulo em que as reflexões associadas aos refletores horizontais, equivalem a um mesmo ponto em subsuperfície. Contudo, para uma interface com mergulho, as reflexões não provêm de pontos de reflexão exatamente abaixo do CMP.

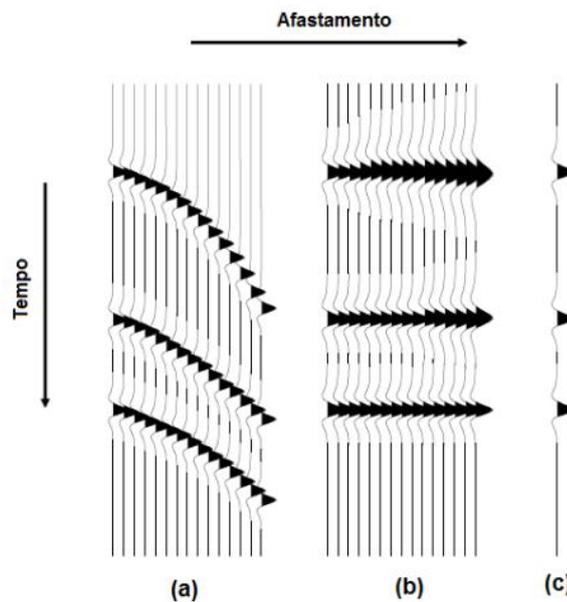


Figura 15 – Representação do processo de empilhamento, no qual para cada família CMP(a) os traços corrigidos de NMO(b) são somados produzindo um único traço sísmico de afastamento nulo. Retirado de Ferreira (2009).

Além das técnicas de processamento mencionados anteriormente, existe o processo de migração que pode ser aplicado aos dados sísmicos antes ou após o empilhamento. A migração colapsa difrações em pontos e leva os eventos mergulhantes da seção empilhada para a suas posições corretas em subsuperfície (Yilmaz, 1987).

3.1.3 Interpretação Sísmica e Atributos Sísmicos

Uma definição sucinta do que seria interpretação sísmica, basicamente consiste na extração de informações geológicas em subsuperfície a partir do dado sísmico (Chopra e Brown, 2013). O dado sísmico pode ser adquirido em duas dimensões, sendo interpretado através de seções sísmicas ou em três dimensões o que possibilita a interpretação em cubos sísmicos. Além disso, os dados sísmicos podem ser obtidos em momentos distintos, o que acrescenta a dimensão tempo, técnica conhecida como sísmica 4D. Esse método se baseia na realização de sucessivos levantamentos sísmicos 3D em uma mesma área e repetindo a geometria de aquisição (Lonardelli, 2019).

A interpretação sísmica tradicional envolve escolher uma superfície de tempo de reflexão associada a um limite de camada do volume de dados migrado no tempo ou na profundidade, para determinar um mapa estrutural para esse limite de camada (Yilmaz, 2001). A interface entre duas camadas pode ser identificada através de horizontes sísmicos, os quais consistem em uma série de reflexões com continuidade lateral no dado sísmico. Os horizontes sísmicos também são chamados de refletores e aparecem traço a traço na forma de picos ou vales de amplitudes sísmicas (Pereira, 2021).

Dentre as inúmeras aplicações da interpretação sísmica, é possível destacar a utilização das imagens processadas para exploração, caracterização e monitoramento dos reservatórios de petróleo. A localização das reservas de óleo e gás e a determinação da viabilidade de exploração depende em grande parte dessas análises. Recentemente, a sísmica 4D está sendo utilizada para monitorar o comportamento do reservatório de modo a melhorar o fator de recuperação dos campos em produção (Lonardelli, 2019). A interpretação sísmica pode ser aprimorada com a integração de dados magnetométricos, gravimétricos, paleontológicos, dados de poços, bem como o auxílio de uma equipe multidisciplinar.

Após analisar o dado sísmico, o intérprete desenvolve uma ou mais hipóteses geológicas para identificar áreas com potencial de acumulações para prospecto e reconhecer reservatórios (Pereira, 2021). Uma vez que o intérprete identifica uma característica sísmica ou um padrão associado a poços de sucesso, é possível realizar o mesmo em outros pontos rapidamente (Chopra e Marfurt, 2007).

No âmbito da interpretação sísmica, existem diversas ferramentas capazes de auxiliar o intérprete, tais como amarração de poço a sísmica, decomposição espectral e atributos sísmicos. Os atributos sísmicos consistem em um dos instrumentos mais utilizados na visualização de aspectos qualitativos. Apesar de terem surgido nos anos 50, os atributos ganharam força no mercado somente por volta dos anos 70, devido ao avanço computacional (Mesquita, 2020). De acordo com diferentes autores o atributo sísmico pode ser descrito de maneiras distintas.

Na perspectiva de *Taner et al.* (1979), o traço sísmico convencional é tido como um componente real ($f(t)$) de um traço sísmico complexo ($F(t)$), que por sua vez pode ser considerado um vetor. A parte imaginária do traço complexo ($g(t)$) é obtida matematicamente através da Transformada de Hilbert, a partir do dado real (Figura 14). Sendo assim, separar o traço em parte imaginária e real favorece a obtenção de informações envolvendo amplitude e fase, chamadas atributos.

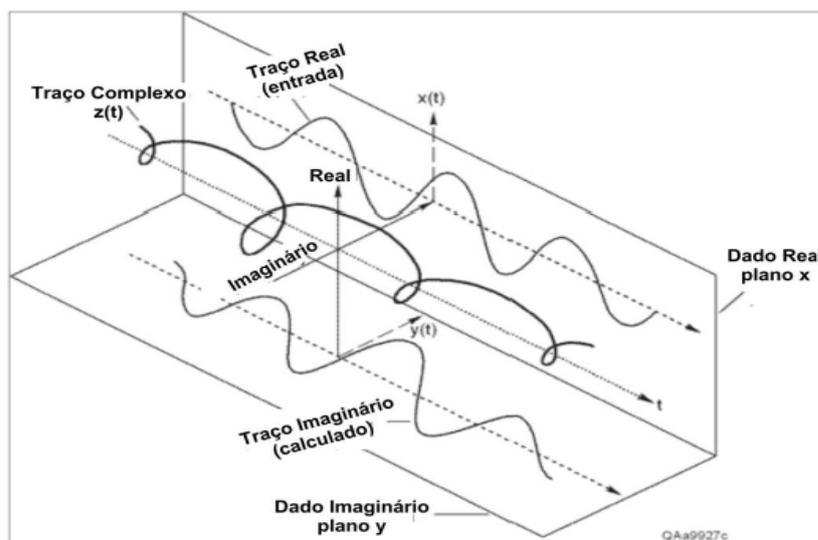


Figura 16 - Representação de um traço sísmico complexo. Fonte: Hardage (2010 modificado por Dias, 2018).

De acordo com Chopra e Marfurt (2007), atributos sísmicos são ferramentas utilizadas para inferir a geologia em dados sísmicos de reflexão, geralmente sensíveis às características

da geologia ou dos reservatórios aos quais estão sendo associados, como no caso de falhas, discordâncias e topos de camadas. Dessa forma, seus objetivos são quantificar a amplitude e as características morfológicas capturadas pelo dado sísmico por meio de cálculos determinísticos geralmente efetuados por um software.

Para Barnes (2016), os atributos sísmicos atuam como filtros que removem uma característica do dado sísmico em prol de revelar outra. Estes quantificam e descrevem dados sísmicos, podendo ser categorizados de acordo com seu significado (Figura 15).

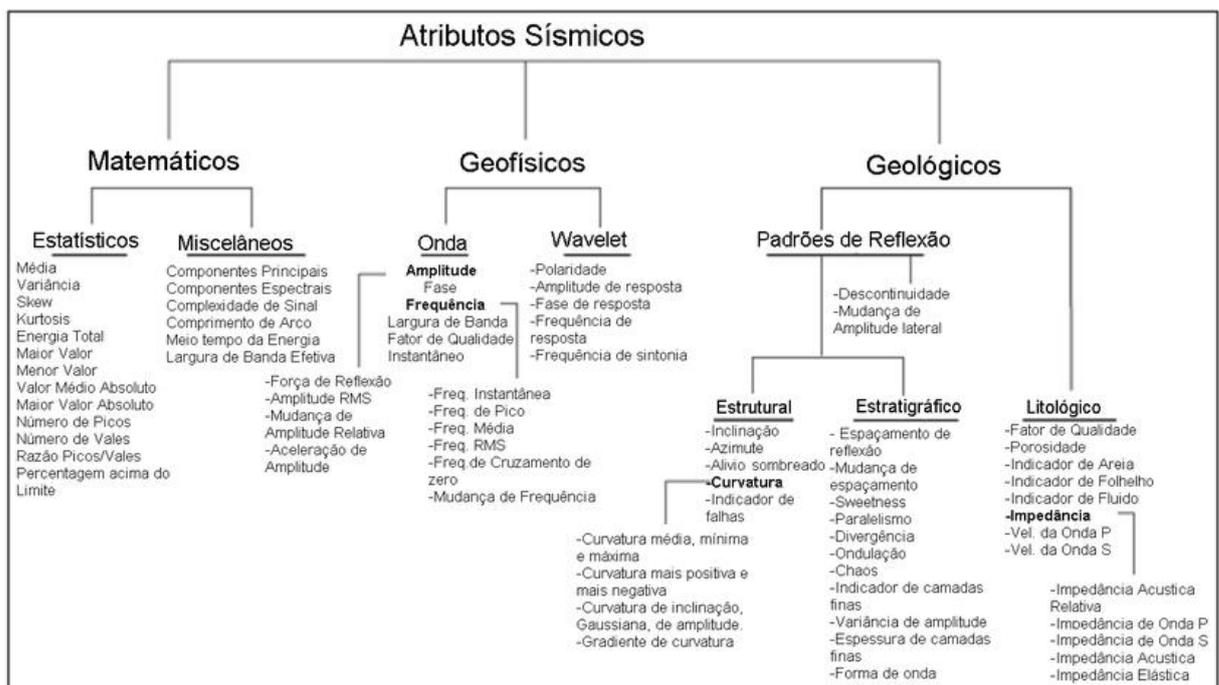


Figura 17 - Categorização dos atributos sísmicos feita por Barnes (2016).

3.2 Sismoestratigrafia

A Sismoestratigrafia surgiu na década de 1970 a partir do trabalho de Vail *et al.* (1977) da Escola da Exxon, logo no início esse novo método de análise do dado sísmico de reflexão representou uma verdadeira revolução na comunidade geológica. Os conceitos da sismoestratigrafia e as curvas de variação global do nível do mar constituem a base para o que ficou conhecido como estratigrafia de sequências, a partir do acréscimo de dados de afloramento e de perfis de poço (Catuneanu, 2006). Os avanços tecnológicos e computacionais das últimas décadas possibilitaram uma melhoria na resolução dos dados sísmicos, o que

viabilizou a implementação desse método de interpretação estratigráfica das seções sísmicas, que permite a observação detalhada de feições deposicionais e estratigráficas (Severiano Ribeiro, 2001).

Cabe ressaltar que, a seção sísmica é considerada uma representação deformada de uma seção geológica local, tendo em vista que está sujeita a fatores como variação de velocidade entre as camadas e atenuação das altas frequências com o aumento da profundidade (Vail *et al.*, 1977).

Como já mencionado na revisão teórica sobre a sísmica de reflexão, as reflexões sísmicas são o registro do tempo de ida e volta das ondas sísmicas geradas artificialmente na superfície e refletidas em interfaces físicas das rochas, portanto, correspondem a superfícies isócronas, desde que interpretadas como superfícies deposicionais. Essas interfaces marcam o contraste de impedância acústica entre dois pacotes rochosos. É importante ressaltar que os refletores nem sempre correspondem a contatos litológicos, já que, muitas vezes, os contatos entre litologias são gradacionais, mascarando uma interface nítida (Severiano Ribeiro, 2001). Esse é um dos principais pressupostos da interpretação sismoestratigráfica.

As superfícies geradas pelos contrastes de impedância entre dois pacotes estratiais são denominadas de superfícies estratiais e discordâncias (Vail *et al.*, 1977), as superfícies estratiais, possuem pouca variação temporal em sua extensão e correspondem aos níveis de acamamento dos estratos. As discordâncias correspondem a superfícies de erosão ou não deposição que separam camadas inferiores mais antigas das camadas superiores mais jovens (Severiano Ribeiro, 2001). Sendo assim, as discordâncias possuem um grande significado na escala de tempo geológica, sendo utilizadas para a subdivisão do preenchimento sedimentar de uma bacia em sequências deposicionais, pois separam estratos geneticamente não relacionados, a exemplo, estratos que pertencem a distintas variações relativas do nível de base.

As sequências deposicionais são unidades estratigráficas formadas por sucessões de estratos geneticamente relacionados relativamente concordantes, limitados no topo e base por uma discordância ou por seus equivalentes concordantes (Mitchum Jr. & Vail, 1977). Assim, os limites de uma sequência podem ser reconhecidos pelas terminações e angularidade dos refletores contra a superfície fronteira. No ponto de vista da Escola Exxon, as variações eustáticas de curta duração superimpostas a mudanças na tectônica de longa duração

representam o controle fundamental das seqüências (Della Fávera, 2001). Com base na definição de seqüência deposicional, é possível interpretar uma seqüência sísmica como uma subdivisão da seqüência sísmica em pacotes de reflexões concordantes, os quais são separados por superfícies de descontinuidade (Vail *et al.*, 1977). A unidade sismoestratigráfica básica é a sismoseqüência que pode ser delimitada através das terminações dos refletores, sejam eles concordantes ou discordantes.

3.2.1 Terminações de refletores

Os padrões de terminação dos refletores são tradicionalmente nomeados como: *onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamento erosivo (Figura 16). Por definição, o *onlap* é quando uma reflexão horizontal termina contra uma superfície inclinada e evidencia um hiato entre as rochas acima e abaixo da superfície destacada. A terminação *downlap* ocorre quando uma reflexão termina sobre uma superfície inclinada com um ângulo maior do que o ângulo da superfície de deposição (Mitchum *et al.*, 1977). A terminação estratal *toplap* é caracterizada pelos refletores inclinados contra uma superfície sobrejacente de menor ângulo, indica hiato deposicional e ocorre quando o nível de base é muito baixo, podendo ou não ocorrer *by-pass*. O truncamento erosivo implica que o refletor originalmente se estendia lateralmente, mas foi erodido (truncamento erosional) ou foi truncado por um plano de falha, por uma superfície de escorregamento, pelo contato com uma camada de sal ou por uma intrusão ígnea (Mitchum *et al.*, 1977).

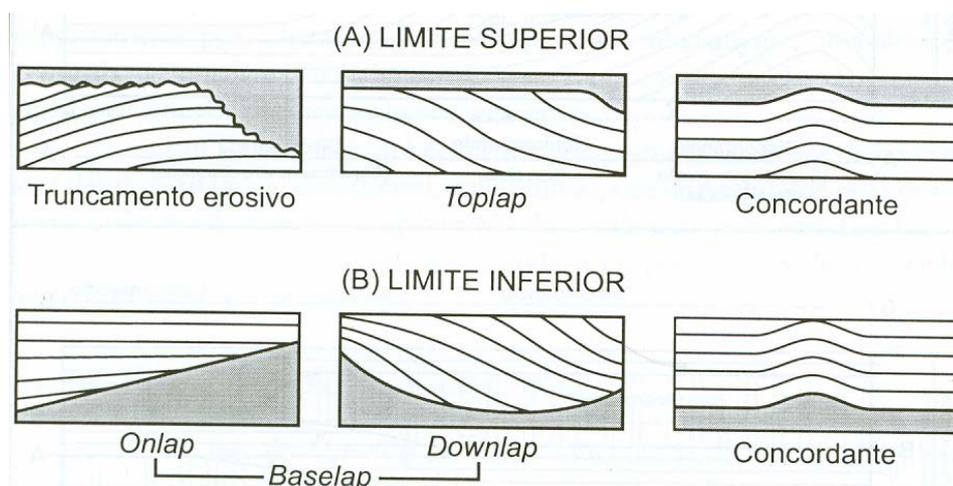


Figura 18 - Padrões de terminações de reflexões. Modificado de Mitchum Jr. *et al.* (1977).

3.2.2 Fácies Sísmicas

De acordo com as definições publicadas no Memoir # 26 da AAPG, é possível dividir a interpretação sismoestratigráfica em três etapas, tais como análise de sequências sísmicas, análise de fácies sísmicas e análise das variações relativas do nível do mar (Severiano Ribeiro, 2001). Considerando que o conceito de sequência sísmica já foi apresentado, faz-se necessário introduzir o conceito de fácies sísmica. Basicamente, fácies sísmica pode ser definida como uma unidade tridimensional, com uma área definida e que é constituída por reflexões sísmicas cujos parâmetros inerentes diferem das fácies adjacentes (Brown Jr & Fisher, 1980). O intérprete sísmico pode avaliar parâmetros sísmicos como amplitude, frequência, velocidade intervalar, continuidade, configuração dos refletores e geometria, a fim de interpretá-los geologicamente.

Essa associação é viável uma vez que as fácies sísmicas são o registro nas reflexões sísmicas dos fatores geológicos que as geraram, tais como litologia, estratificação, feições deposicionais (Severiano Ribeiro, 2001). Portanto, a sua análise permite reconhecer os padrões de reflexões sísmicas e suas inter-relações dentro das unidades ou sequências, interpretando os seus significados geológicos (Mitchum *et al.*, 1977).

3.2.3 Configurações Internas das Reflexões Sísmicas

Dentre os parâmetros mencionados, utiliza-se rotineiramente a configuração interna das reflexões para o estudo das fácies sísmicas. A configuração interna representa o comportamento dos refletores sísmicos dentro da unidade ou sequência sísmica, e pode ser classificada como configuração paralela, divergente, progradante, caótica e transparente (Figura 17). A configuração paralela a subparalela indica uma taxa de deposição uniforme dos estratos, sobre uma superfície estável ou uniformemente subsidente (Severiano Ribeiro, 2001). Por sua vez, a configuração divergente pode indicar uma variação na taxa de deposição, inclinação progressiva do substrato também denominada *tilting* ou os dois fatores juntos.



Figura 19 - Esquemas de padrões de configuração interna. Modificado de Mitchum Jr *et al.* (1977).

A configuração progradante está presente em áreas na qual os substratos superpõem-se lateralmente, constituindo superfícies inclinadas denominadas clinofórmias e conseqüentemente pode ocorrer em diversos tipos de ambiente.

Além das configurações abordadas, existe a cáotica que consiste em reflexões discordantes e descontínuas, que sugerem um arranjo desordenado das superfícies de reflexão, o que pode indicar tanto ambiente de energia alta e variável, quanto deformações penecontemporâneas ou posteriores a deformação (Severiano Ribeiro, 2001). Estas reflexões podem ser interpretadas como estratos com dobramentos, pequenas falhas, estruturas de escorregamento ou convolutas.

Por fim, a configuração transparente trata-se de um intervalo com ausência de reflexão o que indica pacotes sedimentares altamente redobrados ou litologias homogêneas para o método sísmico (Ojeda, 1988). Alguns exemplos desse tipo de litologias são corpos ígneos, arenitos espessos, carbonatos maciços, camadas de sal ou alguns tipos de folhelho.

3.2. 4 Geometria Externa das Fácies Sísmicas

Um parâmetro bastante utilizado para a caracterização das sismo fácies nas seções sísmicas é a geometria externa, que consiste na análise das formas tridimensionais e da área das

fácies sísmicas (Brown Jr & Fisher, 1980). Dentre as geometrias externas, é frequente a identificação de extensos lençóis, as montiformas e os padrões de preenchimento.

As geometrias em lençol (Figura 18) podem ser definidas como superfícies paralelas, extensas que se sobrepõem a topografia independentemente do relevo do fundo. Essa geometria sugere um padrão de deposição uniforme, num ambiente relativamente profundo e de baixa energia (Mitchum *et al.*, 1977).

As montiformas podem ser descritas como feições deposicionais mais elevadas topograficamente em relação as camadas adjacentes (Figura 18), cujas configurações internas e formas externas podem variar a depender de como essa geometria foi originada (Severiano Ribeiro, 2001). Diversos processos sedimentares, vulcânicos ou biogênicos podem resultar em vários tipos de montiformas.

As geometrias de preenchimento são consideradas como a sedimentação em feições negativas do relevo, podem ser erosivas ou não (Figura 18). As feições subjacentes podem apresentar truncamento erosivo ou reflexões concordantes da superfície basal com as configurações de preenchimento profundo (Mitchum *et al.*, 1977). Com base nesses fatores, a forma é classificada como preenchimento de canal, de bacia, depósitos gravitacionais.

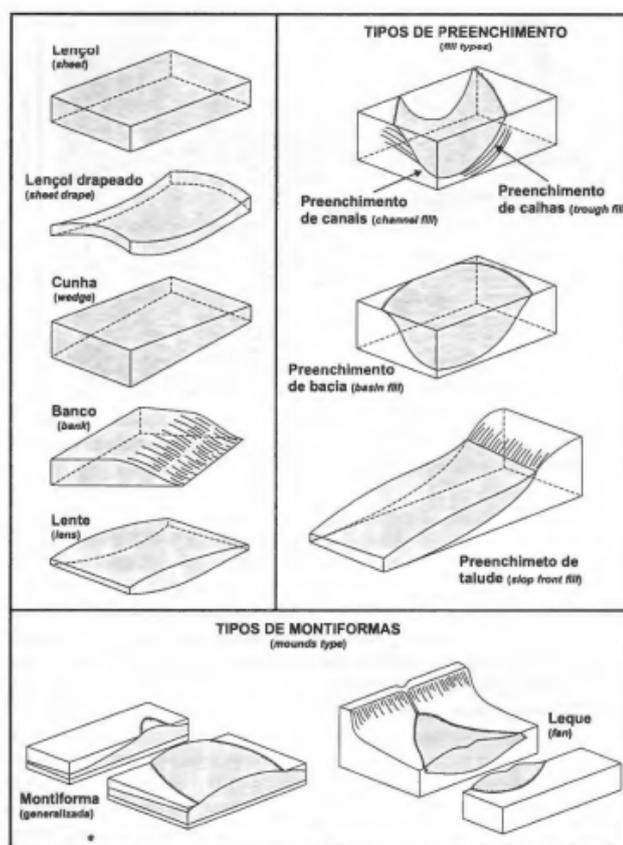


Figura 20 - Geometrias externas típicas de algumas fácies sísmicas. Modificado de Mitchum Jr *et al.* (1977).

3.3 Halocinese

A tectônica do sal tem sido largamente estudada atualmente a partir do incentivo da indústria petrolífera que reconhece a influência do sal em vários elementos dos sistemas petrolíferos nas bacias salinas. Desta forma, é destacável o papel do fluxo salino em diápiros na criação de trapas estruturais, distribuição do reservatório e geração de selo. O sal também é conhecido como condutor de calor que auxilia na maturação de rochas geradoras. Dentro deste contexto, o entendimento da tectônica do sal é imprescindível em campanhas exploratórias de óleo e gás em bacias em que o sal se encontra presente (Hudec & Jackson, 2007).

O termo “tectônica do sal” é utilizado quando a participação salina na deformação afeta o tipo, a geometria, a localização e/ou grau de deformação das estruturas. As estruturas salinas formadas podem ser autóctones, quando não há o desprendimento de corpos da camada “mãe” de sal; ou podem ser alóctones, quando ocorre a separação parcial ou integral de corpos salinos

da camada principal alimentadora. As estruturas são bastante diversas como as almofadas, diápiros, muralhas, gotas, línguas entre outras. (Fossen, 2012). (Figura 17).

Para o entendimento das geometrias resultantes deve ser considerado não apenas o fluxo de sal na vertical, mas também o fluxo lateral (Castro & Holtz, 2004), pois este participa ativamente como uma espécie de “fator alimentador” para o diapirismo. As formas geradas dependem da espessura de rocha evaporítica, extensão e posição na coluna estratigráfica; do grau de reativação do embasamento, falhas e fraturas, campos de tensões e das propriedades físicas das camadas sobrejacentes (Mohriak *et al.*, 2009).

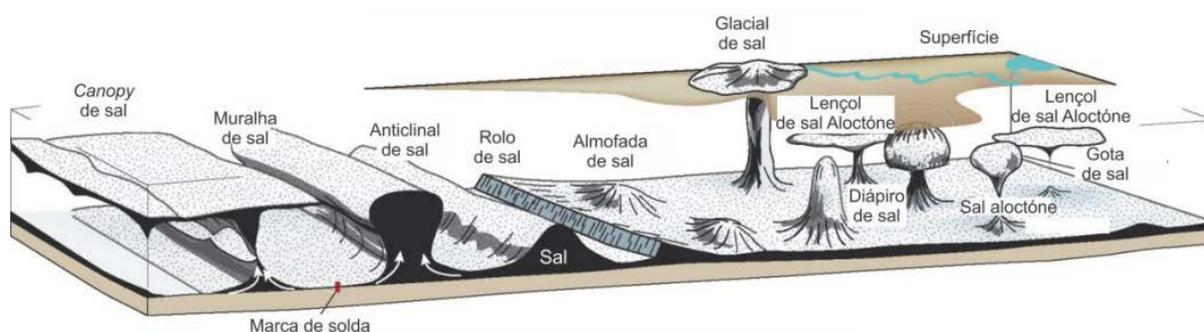


Figura 21 - Diversidade de estruturas salinas autóctones e alóctones. Retirado do Fossen, (2012).

Os modelos clássicos que abordam a formação de domos e diápiros de sal sugerem que a gênese dessas estruturas esteja relacionada com o comportamento de fluido leve dos evaporitos, imerso em um fluido mais denso, que representa o restante do empilhamento estratigráfico. A sobrecarga sedimentar, as diferenças de densidade e viscosidade entre o sal e as encaixantes seriam os principais elementos causadores do diapirismo (Mohriak *et al.*, 2009). Por outro lado, com a otimização do método sísmico de reflexão dos últimos tempos aliado aos modelos experimentais de laboratório, entende-se atualmente que a formação de domos e diápiros de sal é muito mais complexa do que pressupunham os modelos clássicos, sendo dependente não somente da sobrecarga sedimentar, mas também de esforços extensionais ou compressionais, ou seja, a tectônica da bacia é tão importante quanto a sedimentação para iniciar o movimento salífero. Por isso, a movimentação do sal é analisada comumente como resposta a um campo regional de esforços tectônicos, relacionada com o contraste de densidade entre o sal e as rochas sobrejacentes (Hudec & Jackson, 2007).

A halocinese deforma as camadas adjacentes e sobrepostas, reestruturando a pilha sedimentar da bacia. Além disso, as estruturas de movimentação salina são responsáveis pela

geração de altos e baixos no substrato da bacia. Os altos funcionam com barreiras para fluxos gravitacionais e os baixos condicionam as rotas tomadas por estes e seus sítios para deposição. As feições mais comuns nos baixos paleotopográficos condicionados pela tectônica salina são as mini-bacias e as calhas, as quais, geralmente são preenchidas por sedimentos arenosos. A evolução da movimentação tectônica salina pode inverter estes baixos já preenchidos por sedimentos arenosos e colocá-los em situações de altos estruturais, os quais, nestas condições, configuram-se como trapas para hidrocarbonetos (Castro & Holtz, 2004).

3.3.1 Processos de Crescimento de Diápiros

Por muito tempo, entendia-se que a tectônica do sal estava relacionada unicamente à flutuação dos corpos salinos ao longo do empilhamento sedimentar da bacia, considerando o sistema dúctil. Porém, a partir da década de 80, a comunidade geocientista começou a reconhecer a importância do comportamento mecânico, sobrecarga e descontinuidades das camadas acima do topo do sal, destacando assim a influência do caráter rúptil dessas camadas nas formas e localização das estruturas salinas. A fluatibilidade permanece importante na geração das estruturas salinas, porém não é mais considerada relevante na iniciação do diapirismo (Hudec & Jackson, 2007).

A partir de estudos experimentais em laboratório, percebeu-se que camadas de rochas sedimentares na ordem de centenas de metros sobre o sal provavelmente não se deformam sem a influência mínima de algum mecanismo regional de extensão ou compressão (Fossen, 2012). Sem a mínima movimentação das camadas sobrepostas, o sal tende a permanecer “estático” mesmo com a condição de desequilíbrio na densidade entre as camadas, o que faz com que os corpos salinos continuem concordantes com o registro sedimentar. Outros fatores também restringem a movimentação do sal, como o cisalhamento entre as camadas, dissolução dos minerais evaporíticos e exaustão no fluxo lateral que fornece massa para a halocinese (Hudec & Jackson, 2007).

Deste modo, conforme discutido anteriormente, os diápiros e muralhas de sal em bacias de margens continentais são iniciados em resposta aos processos extensionais tectônicos que criam o espaço necessário para a movimentação do sal. O modelo de tectônica extensional para

a formação de estruturas halocinéticas admite alguns estágios importantes, incluindo estágios de diapirismo reativo, ativo e passivo (Mohriak *et al.*, 2009).

3.3.1.1 Diapirismo Reativo

Para que a camada de sal se movimente verticalmente e inicie a construção de grandes estruturas, as camadas sobrepostas precisam sofrer uma extensão significativa, que resulte no seu afinamento e faturamento (Hudec & Jackson, 2007). O termo reativo se aplica ao processo inicial da formação do diápiro, que apresenta um crescimento primeiramente sob a forma de almofada respondendo à extensão da sobrecarga e ao fluxo de sal (Mohriak *et al.*, 2009). As estruturas começam a se formar no eixo dos grábens ocupando os espaços criados pelas falhas e fraturas na separação dos blocos (Figura 18). Sismicamente é identificado pelas estruturas salinas associadas ao intenso falhamento das camadas superiores (Hudec & Jackson, 2007).

3.3.1.2 Diapirismo Ativo

Após a movimentação inicial dos corpos salinos, como resposta das falhas e fraturas nucleadas no estiramento da sobrecarga, as forças gravitacionais resultantes da fluatibilidade do sal começam a agir de forma ativa (Figura 18). O diápiro ascende levantando e rotacionando as camadas superiores originando uma estrutura de arqueamento, o que resulta no rompimento definitivo da sobrecarga (Fossen, 2012). Esse é o caso do diapirismo ativo, que em campos de tensões extensionais, ocorrerá apenas se o sal estiver na condição de menos denso que o empilhamento estratigráfico acima (Hudec & Jackson, 2007).

Nas seções sísmicas é reconhecido pela relação altamente deformante com a sobrecarga e estratos laterais. Refletores basculados e rompidos nas proximidades desse tipo de corpo salino são características inerentes.

3.3.1.3 Diapirismo Passivo

Se o diápiro romper completamente a sua sobrecarga e se expor na superfície é possível a ocorrência do diapirismo passivo (*downbuilding*) (Hudec & Jackson, 2007). Neste caso, as forças gravitacionais, assim como no diapirismo ativo, representam o principal fator formador

da estrutura. O corpo salino permanece próximo à superfície deposicional, em equilíbrio isostático, e a estrutura de sal cresce à medida que os sedimentos se acumulam nas mini bacias periféricas, nos flancos do diápiro, por processo de agradação (Mohriak *et al.*, 2009). O diapirismo passivo cria espaço de acumulação adicional nas mini bacias e, conforme são preenchidas geram mais sobrecarga, o que alimenta a ascensão das estruturas de sal (Castro & Holtz, 2004). Nas imagens sísmicas, esse estágio é identificado quando, ao lado das paredes das estruturas salinas, os refletores se apresentam com baixa deformação, em um padrão semelhante ao plano paralelo de Mitchum Jr. *et al.* (1977), denotando o caráter passivo do sal naquele momento (Figura 18). Com o prosseguimento do processo passivo, em casos extremos, o sal tende a extrudir e se espalhar no substrato oceânico, deixando no registro geológico camadas salíferas concordantes com o restante do empilhamento estratigráfico em níveis superiores. Formam-se dessa maneira, os lençóis de sal ou *sheets salt* (Hudec & Jackson, 2007). Essa é uma das diversas feições de sal que se desprendem da fonte principal alimentadora, possíveis e observáveis em seções sísmica, cujo nome genérico é sal alóctone (Figura 18). A movimentação salífera permanecerá até que o aporte salino oriundo do fluxo lateral do restante da camada de sal termine, aumentando o arrasto entre o topo e a base do sal com as encaixantes, impossibilitando a continuação do deslocamento vertical. Além disso, em casos em que a agradação sedimentar é muito maior que a taxa de crescimento do diápiro, o processo de *downbuilding* é inibido, formando um teto espesso que dificulta o fluxo vertical (Hudec & Jackson, 2007).

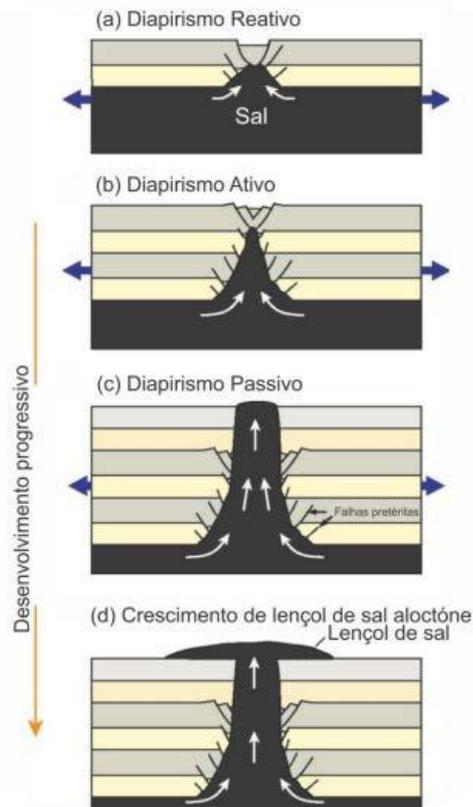


Figura 22 - Modelo de tectônica extensional para a formação de estruturas halocinéticas e seus estágios evolutivos. O processo é progressivo, mas não necessariamente atinge todas as etapas. Retirado do Fossen, (2012).

3.3.2 Estruturas em regime compressivo

Os processos de crescimento dos diápiros discutidos até esta sessão estão relacionados aos campos de tensões extensionais, porém há na área de estudo evidências de corpos salinos gerados por processos compressivos. As estruturas compressoriais podem ser geradas a partir do sal não deformado, mas geralmente ocorrem em estruturas pré-existentes, pois estas são mais dúcteis que outras partes da bacia. Durante a compressão regional, as extremidades das estruturas salinas tendem a se deformarem mais do que as áreas adjacentes, portanto, o regime compressivo funciona como fator amplificador de estruturas pré-existentes (Fossen, 2012).

A tectônica compressional aumenta a pressurização do sal e conseqüentemente o seu fluxo lateral. Desta forma, os corpos salinos podem atingir a superfície e crescer como um diápiro passivo independente da sua fluviabilidade, contrastando com as estruturas geradas em regimes distensivos (Hudec & Jackson, 2007).

O regime compressional que afeta as estruturas de sal pode ser regional, como ocorre nas bacias de margem ativa, ou local, como ocorre em alguns trechos das bacias de margem leste brasileiras (Castro& Holtz, 2004).

4. METODOLOGIA

A metodologia aplicada nesse trabalho pode ser resumida em sete etapas (Figura 23): realização de pesquisa bibliográfica; requisição de dados sísmicos 2D e poços junto à ANP; seleção dos dados; amarração dos dados de poços ao dado sísmico; seleção e interpretação dos horizontes sísmicos; geração de mapas de contorno estrutural de superfícies selecionadas e mapa de isópacas; e análise evolutiva dos pulsos de halocinese.

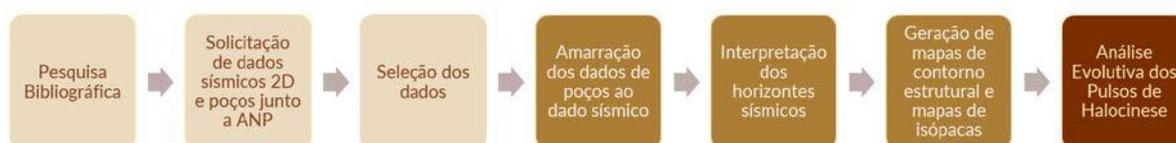


Figura 23 - Fluxograma de trabalho utilizado.

4.1 Pesquisa Bibliográfica

A pesquisa bibliográfica teve como objetivo principal auxiliar a compreensão do contexto geológico da bacia, relembrar os conceitos básicos de sísmica de reflexão, sismoestratigrafia e halocinese. Portanto, foram levantados diversos trabalhos acadêmicos realizados na área de interesse e que explorem os principais tópicos abordados no presente trabalho. Essa etapa foi de suma importância para fundamentar a interpretação sísmica dos horizontes.

4.2 Solicitação de dados sísmicos 2D e poços junto a ANP

O conjunto de dados sísmicos 2D e os dados de poços utilizados neste trabalho são de domínio público, disponibilizados pela ANP por meio de seu Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP), para fins acadêmicos. Neste trabalho, foram requisitados os dados da malha sísmica “R0258_2D_SPEC_PSDM_BM_S”, com 222 linhas nas direções NE-SW e NW-SE e

dados de 62 poços perfurados na Bacia de Santos. As linhas sísmicas 2D foram disponibilizadas em formato de arquivos SEG-Y.

Segundo o relatório disponível juntamente com os dados, a aquisição dos dados sísmicos foi realizada em 2001 utilizando pistolas de ar com intervalo de 37,5 unidades de medida entre os pontos como fonte de emissão de ondas sísmicas. O arranjo padrão foi empregado para a aquisição, utilizou-se oito pistolas de ar distribuídas em três sub-arranjos de 15 m de comprimento e 16 m de largura. Além disso, cada grupo de receptores era formado por 16 geofones com espaçamento de 27,34 metros entre si. Cabe destacar que, a profundidade de amostragem foi de 5 m e profundidade máxima atingida de 16 km.

O dado sísmico processado recebido junto à ANP passou pela migração do tipo KPSDM, sigla para “migração em profundidade pré-empilhamento do tipo Kirchhoff” – do inglês, *Kirchhoff Prestack Depth Migration*.

Os poços disponibilizados pela ANP apresentam um enorme conjunto de dados: esquemas de ferramentas; perfis digitais; perfil composto; dados de rochas e fluidos; perfil de acompanhamento geológico; sísmica de poço; esquema de ferramentas, dados direcionais; AGP (Arquivo Geral de Poços); amostradores laterais; teste de formação a cabo. Entretanto, nesse trabalho serão utilizados somente dados provenientes do perfil composto, dados direcionais e dados do AGP.

4.3 Seleção dos dados

Os dados selecionados para o desenvolvimento do presente trabalho (Figura 24) correspondem a 25 linhas (L0258-1260; L0258-1268; L0258-1276; L0258-1647; L0258-1651; L0258-1655; L0258-1659; L0258-1663; L0258-1667; L0258-1671; L0258-1675; L0258-1679; L0258-1683; L0258-1687; L0258-1691; L0258-1695; L0258-1699; L0258-1703; L0258-1707; L0258-1711; L0258-1715; L0258-1719; L0258-1723; L0258-1727; L0258-1731) da malha sísmica “R0258_2D_SPEC_PSDM_BM_S” e 6 dados de poços (1-BRSA-104-RJS; 1-BRSA-183D-RJS; 1-BRSA-329D-RJS; 1-SHEL-23-RJS; 3-SHEL-27-RJS; 9-ITP-RJS).

A escolha dos poços levou em consideração a proximidade com as linhas sísmicas analisadas, bem como a presença de dados litoestratigráficos e/ou cronoestratigráficos. Os

dados cronoestratigráficos dos poços exploratórios pioneiros 1-BRSA-104-RJS; 1-BRSA-183D-RJS, 1-BRSA-329D-RJS estão presentes no AGP. Por sua vez, os poços 1-SHEL-23-RJS e 3-SHEL-27-RJS apresentam somente dados litoestratigráficos no AGP. O poço especial 9-ITP-RJS está dentro da área de estudo, mas não apresenta dados litoestratigráficos e cronoestratigráficos.

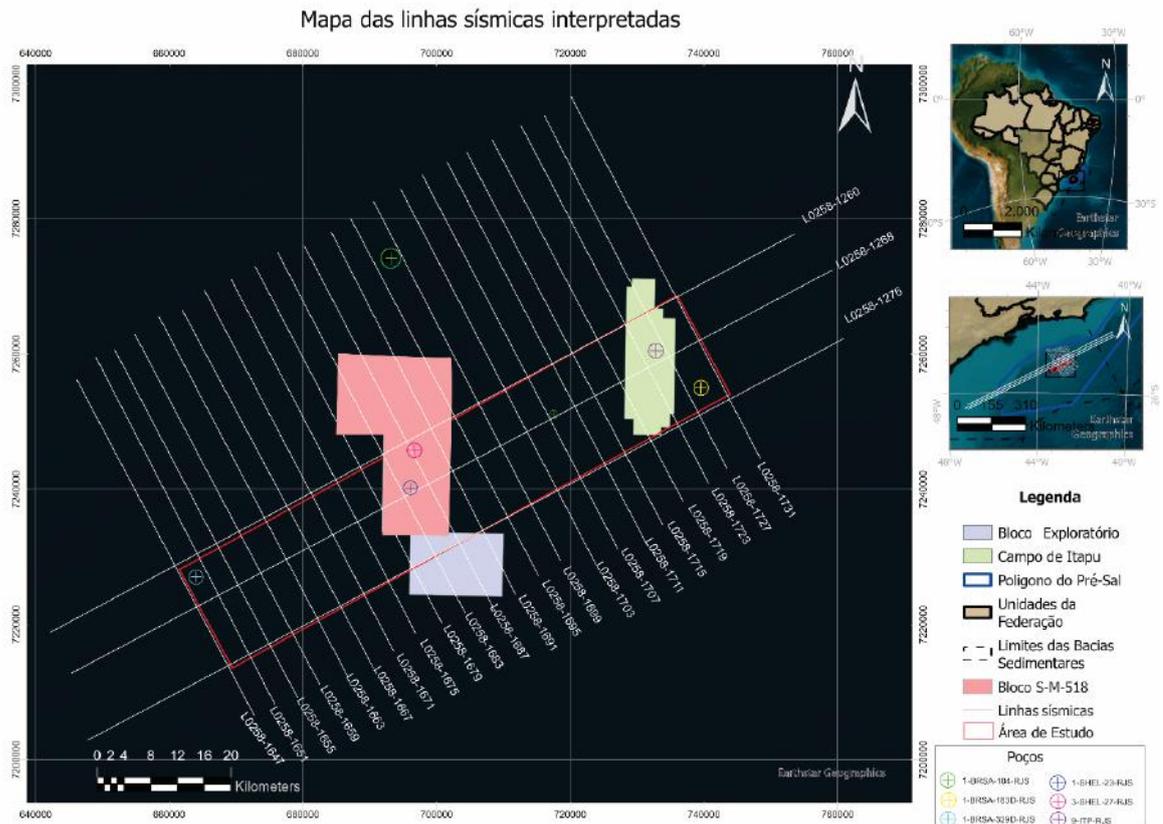


Figura 24 - Mapa das linhas sísmicas selecionadas e interpretadas pertencentes a malha sísmica “R0258_2D_SPEC_PSDM_BM_S com destaque para a área de estudo em vermelho e os poços 1-BRSA-104-RJS (verde claro); 1-BRSA-183D-RJS (amarelo); 1-BRSA-329D-RJS (azul claro); 1-SHEL-23-RJS (azul escuro); 3-SHEL-27-RJS (rosa claro); 9-ITP-I-RJS (roxo).

As linhas sísmicas selecionadas, inicialmente passaram por um controle de qualidade, dentre os procedimentos realizados consta o posicionamento geográfico das linhas sísmicas, correção da polaridade dos dados sísmicos para SEG-Y normal (Figura 25), *misties* entre as linhas sísmicas usando o fundo do mar como referência e equalização das amplitudes sísmicas usando ganhos. De acordo com o cabeçalho de navegação, essas etapas foram realizadas no Omega pela WesternGeco. Após todas essas verificações, as linhas sísmicas foram importadas para o *software* de interpretação Petrel.



Figura 25 - Representação do padrão SEG normal para a polaridade da *wiggle*.

4.4 Amarração dos dados de poços ao dado sísmico

O projeto foi criado no *software* Petrel 2020™ Schlumberger, sendo georreferenciado utilizando-se o *datum* geográfico SIRGAS 2000 e *datum* topográfico o nível do mar. Primeiramente, foi carregado no projeto sísmico as linhas sísmicas 2D em formato *SEG-Y* e criados os *headers* dos poços com as informações básicas de coordenadas geográficas, profundidade do poço, lâmina d'água e mesa rotativa. Deve-se ressaltar que alguns poços apresentavam como *datum* SAD-69 23S, assim antes de importar as coordenadas foi realizada a conversão para o *datum* do projeto que é SIRGAS 2000. Posteriormente, foram adicionados dados como profundidade medida, ângulos de inclinação em graus e azimute para os poços direcionais (Figura 26). Já com os poços desviados, foram criados *well tops* (tabela com topos de unidades litoestratigráficas e/ou cronoestratigráficas) para cada poço. Dados de cronoestratigrafia foram adicionados a partir de informações presentes no AGP (Arquivo Geral de Poços) ou no perfil composto.

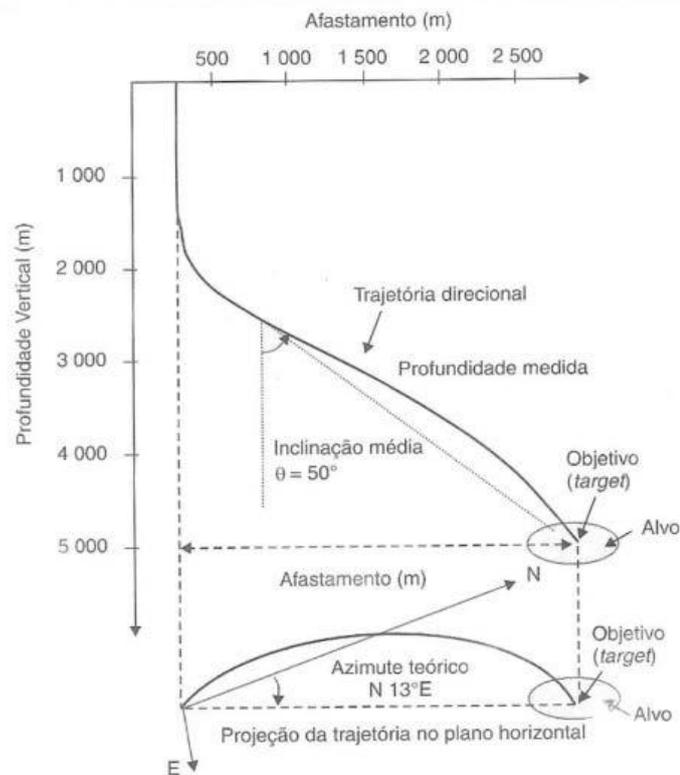


Figura 26 - Esquema típico de poço direcional. Fonte: Rocha *et al.* (2008).

A amarração de poços ao dado sísmico (*seismic-well tie*) é um dos passos mais importantes para iniciar a interpretação sísmica. Esse procedimento viabiliza posicionar com uma precisão aceitável as informações adquiridas nos poços, como por exemplo, topos de unidades litoestratigráficas e cronoestratigráficas.

4.5 Interpretação dos horizontes sísmicos

A etapa de interpretação dos horizontes sísmicos se baseou no contraste de impedância acústica entre os intervalos. Tendo em vista que a polaridade do dado sísmico obedece ao padrão SEG normal, conforme mencionado anteriormente a polaridade positiva é representada pelo pico preto da *wiggle*, que define um aumento da impedância acústica na sísmica. Esse comportamento é observado quando dois meios de densidades distintas são separados por uma interface de interesse, como acontece no topo da Formação Ariri (evaporitos sotopostos a sedimentos siliciclásticos).

O atributo sísmico TecVa foi utilizado nesse trabalho para auxiliar na interpretação do topo do sal e das falhas, uma vez que evidencia as estruturas e pacotes sedimentares, além de

destacar as falhas regionais. Esse atributo foi escolhido por realçar os altos contrastes de impedância e descontinuidades laterais. O fluxo de atributos TecVa obedeceu às seguintes etapas: utilizando a escala de cor *Black Grey-White*, foi inserido o atributo *RMS Amplitude* (atributo utilizado para aumentar a amplitude do dado, melhorando a identificação das feições importantes para o intérprete, foi aplicado 3 como parâmetro para condicionar os dados), em seguida foi utilizado o atributo *Remove Bias* (empregado para retirar artefatos oriundos do processamento dos dados) e, por último, o atributo *Phase shift* (parâmetro utilizado para a rotação de fase foi de -87°).

O mapeamento de horizontes foi realizado no *software* Petrel, no qual foram traçados horizontes sísmicos com base em suas respostas sísmicas, preferencialmente foram interpretados horizontes de fácil reconhecimento em toda a área e com terminações estratigráficas reconhecíveis. Em todas as 25 linhas sísmicas foram interpretados os seguintes horizontes: base do sal, topo do sal, discordância e o fundo do mar. Na linha L0258-1647 e L0258-1268 foram interpretados alguns horizontes chaves entre o horizonte H2 e H9, selecionados por serem superfícies com representatividade tectonoestratigráfica. Dessa forma, foram traçados ao todo sete horizontes entre o topo do sal e o fundo do mar (Figura 27), cujas características e abrangência são detalhadas na Tabela 1.

A interpretação dos horizontes sísmicos se baseou na integração dos dados sísmicos 2D com os dados cronoestratigráficos e litoestratigráficos obtidos através dos poços. Os dados obtidos através do Arquivo Geral de Poços não apresentam detalhamentos a respeito do método utilizado para identificar as unidades cronoestratigráficas, no arquivo consta somente que foram interpretados através de dados paleontológicos no CENPES (Centro de Pesquisas, Desenvolvimento e Inovação Leopoldo Américo Miguez de Mello).

Horizonte	Sinal sísmico	Constância
Fundo do mar (H10)	Pico positivo	Regular
Discordância (H9)	Pico positivo	Regular
H8	Pico negativo	Irregular
H7	Pico positivo	Irregular
H6	Pico positivo	Irregular
H5	Pico positivo	Irregular
H4	Pico positivo	Irregular
H3	Pico positivo	Irregular
Topo do sal (H2)	Pico positivo	Regular
Base do sal (H1)	Pico positivo	Regular

Figura 27 – Imagem mostrando a tabela 1 com os horizontes interpretados, o sinal sísmico de cada um e sua regularidade ao longo da área de estudo.

4.6 Geração de mapas de contorno estruturais e mapas de isópacas

Os mapas de contorno estrutural foram gerados a partir da criação de superfície com os horizontes do topo do sal e da discordância. Esses horizontes foram selecionados devido a sua regularidade em todas as 25 linhas analisadas. Dessa forma, para gerar o mapa o horizonte topo do sal foi selecionado como *input* e a fronteira foi definida como o *shapefile* da área de estudo, como output foi gerado o mapa de contorno estrutural. A escala de cores do mapa de contorno estrutural foi editada para se adequar melhor aos dados.

Existem diferentes métodos para calcular a espessura no *software* Petrel. Neste trabalho, o mapa de isópacas foi gerado pelo procedimento que calcula a espessura entre duas superfícies, uma vez que as superfícies topo do sal e discordância já estavam criadas.

4.7 Análise evolutiva dos pulsos de halocinese

A análise evolutiva dos pulsos halocinéticos foi realizada com base na terminação dos refletores e nos horizontes chaves, os quais foram interpretados entre o topo do sal e a discordância. Portanto, foram selecionados dois diápiros da linha L0258-1268 e utilizou-se a ferramenta *flattening* (horizontalização) do Petrel em cada um dos horizontes entre o H2 e H9. As imagens geradas através dessa ferramenta auxiliaram na confecção de um desenho esquemático no *software* CorelDRAW.

5 RESULTADOS

Os resultados apresentados a seguir serão descritos de acordo com a seguinte ordem: horizontes sísmicos interpretados; mapas de contornos estruturais dos horizontes mapeados (topo do sal e discordância) e mapa de isópacas entre os horizontes mapeados.

5.1 Horizontes Sísmicos interpretados

Dentre as 25 linhas sísmicas interpretadas, será apresentada a seguir a linha L0258-1647 de direção NW-SE e que intercepta o poço 1-BRSA-329D-RJS. A princípio a linha está exibida sem interpretação (Figura 28). Os horizontes interpretados nas linhas sísmicas a seguir estão indicados na Tabela 1 (Figura 27). Em relação aos horizontes interpretados, serão caracterizados em detalhes os horizontes H2 e H9. O horizonte H2 corresponde ao topo do sal, que aparece em toda a área de estudo, sendo fundamental para a análise dos pulsos de halocinese da seção drifte, ênfase principal do presente trabalho. O horizonte H9 foi selecionado por ser pouco tectonizado e em função da sua rastreabilidade em toda a área de estudo (Figura 28), apresenta morfologia praticamente retilínea ao longo de toda a sua extensão.

Horizonte H2 (Topo do sal)

O topo da seção evaporítica da Bacia de Santos corresponde a um refletor positivo de forte amplitude (Figura 28). Esse horizonte sísmico apresenta excelente continuidade lateral, sendo o refletor ideal para iniciar a interpretação sísmica, uma vez que pode ser facilmente reconhecido e mapeado em toda a área de estudo. O horizonte topo do sal (H2) apresenta como características mais notáveis o elevado contraste de impedância acústica com a camada superior e sua morfologia. A forma relativamente ondulada ao longo de toda sua extensão, deve-se justamente à halocinese que tornou esse horizonte intensamente deformado e falhado. Durante a interpretação o atributo TecVa foi utilizado, visto que destaca bastante horizonte.

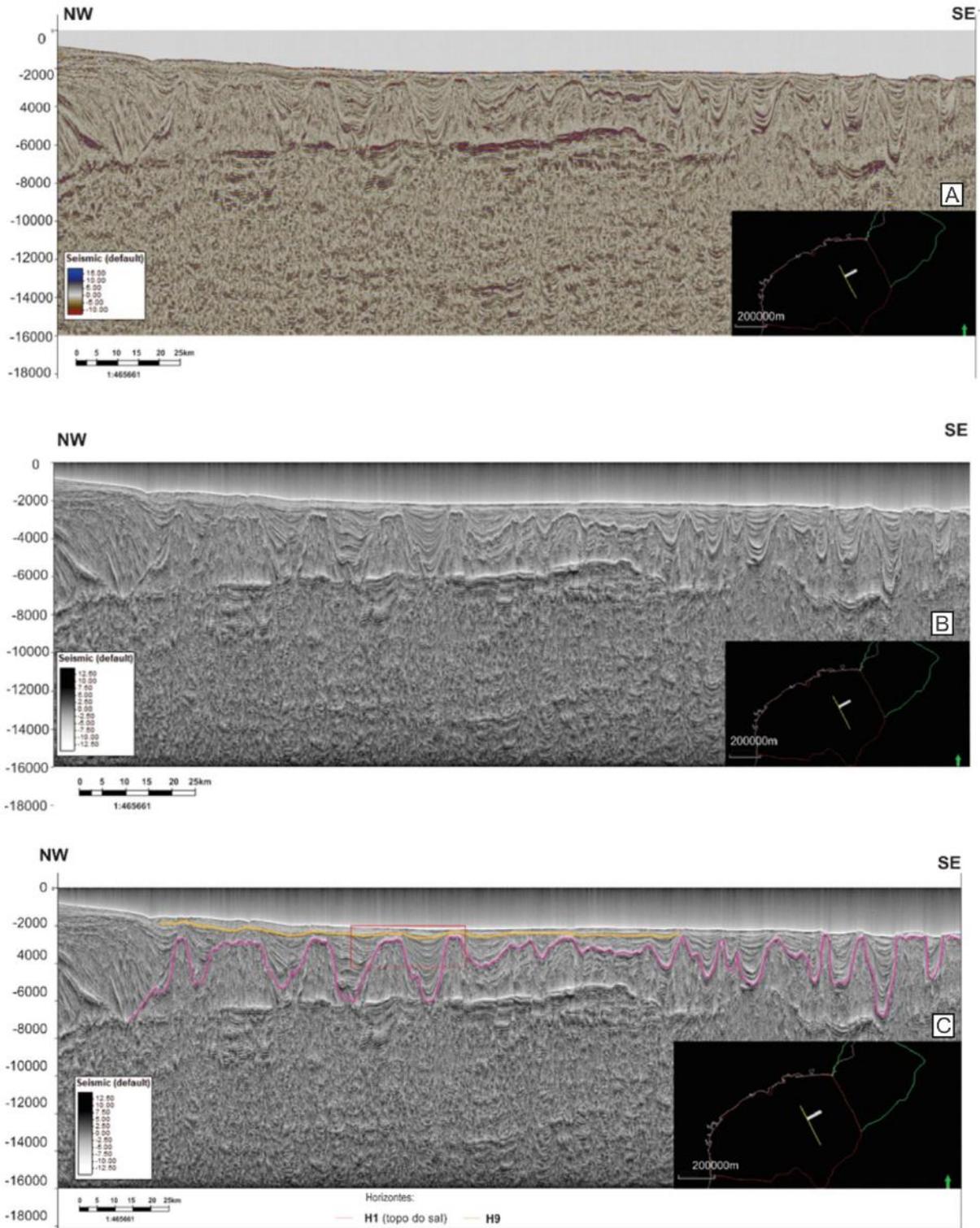


Figura 28 - Linha sísmica L0258-1647 em profundidade (*datum*: nível do mar), (A) não interpretada, (B) não interpretada e com o atributo TecVa, (C) com o atributo TecVa e os horizontes topo do sal (H2), interpretado em rosa choque e discordância (H9) interpretada em laranja.

Entre os horizontes H1 e H2, base e topo do sal respectivamente, foi possível identificar dois diferentes tipos de sismofácies (Figura 29): (A) sismofácies transparentes relacionadas a halita; (B) sismofácies com refletores paralelos e ondulados de alta e média amplitude representando sais estratificados como por exemplo silvinita, carnalita e taquidrita.

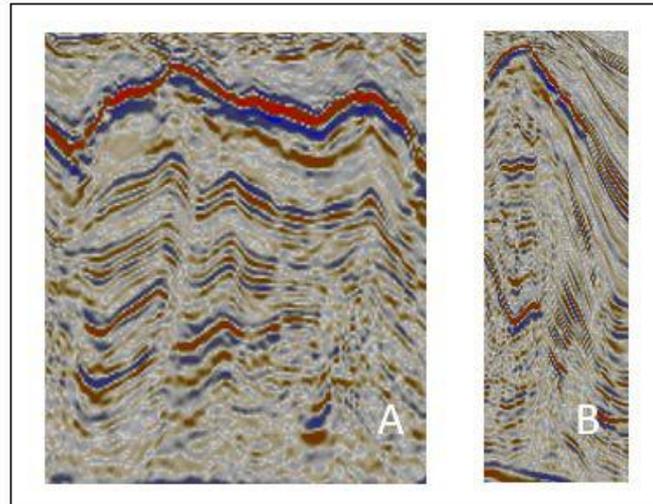


Figura 29 - Imagens mostrando detalhes das sismofácies descritas anteriormente. (A) Sismofácies com refletores ondulados; (B) Sismofácies transparente.

Horizonte H9 (Discordância)

O horizonte H9 está representado na linha sísmica pela cor laranja (Figura 30). Esse horizonte foi interpretado como sendo uma superfície erodida, uma vez que os refletores subjacentes terminam abruptamente contra o refletor limite, caracterizando o truncamento.

Na linha sísmica L0258-1647 é possível notar facilmente refletores sísmicos com ângulos diferentes, separados por um refletor sob o qual todos estão inclinados e sobre o qual todos estão horizontais (figuras 30).

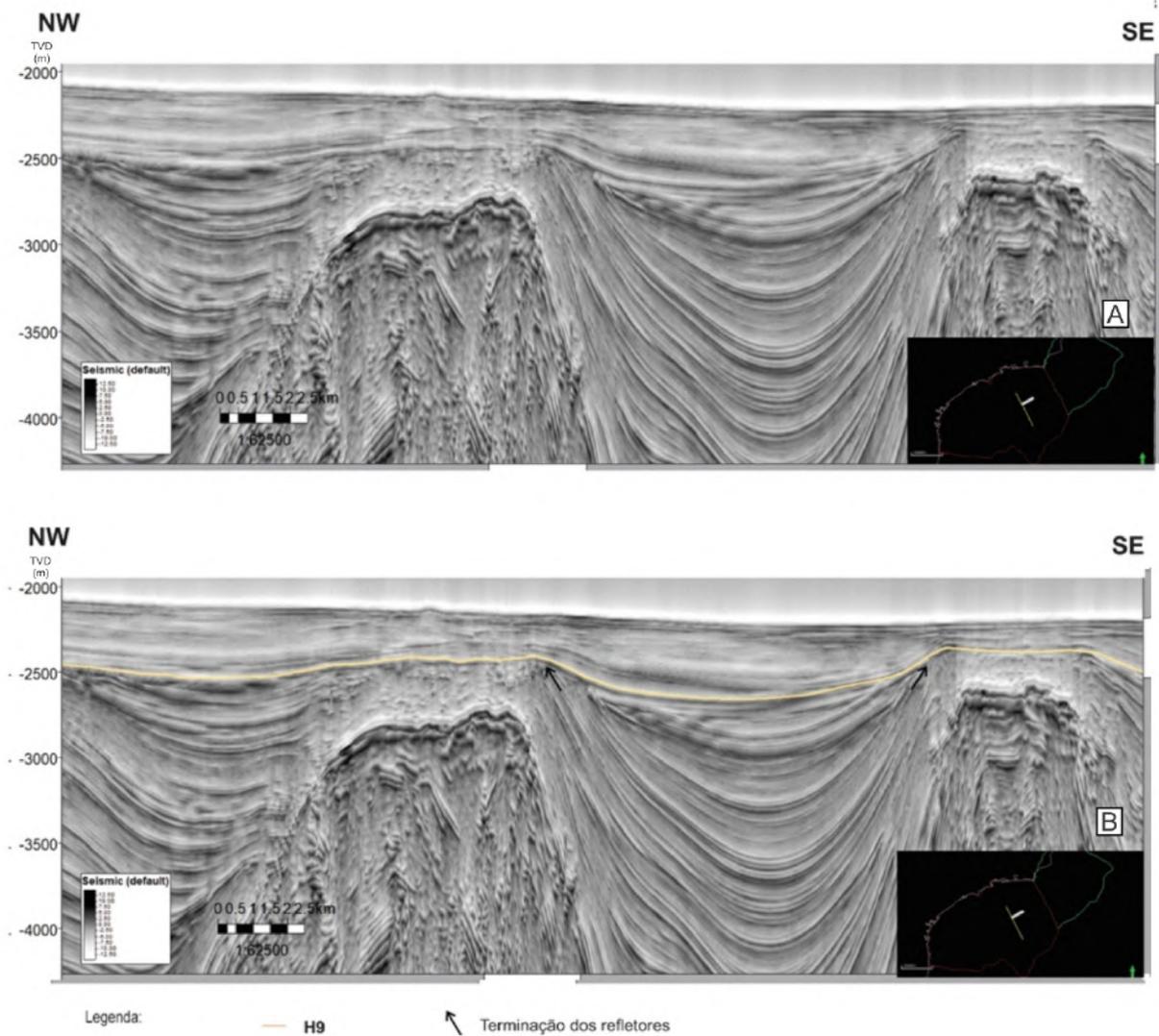


Figura 30 - Linha sísmica L0258-1647 em profundidade (*datum*: nível do mar), (A) sem interpretação com o atributo TecVa, (B) interpretada e em detalhe para visualizar a terminação dos refletores e a discordância H9 (laranja amarelado), também foi aplicado o atributo TecVa.

A partir dos dados cronoestratigráficos provenientes do poço 1-BRSA-183D-RJS, o horizonte (H9) foi relacionado ao Eoceno médio, como pode ser observado na linha sísmica L0258-1276 (Figura 30).

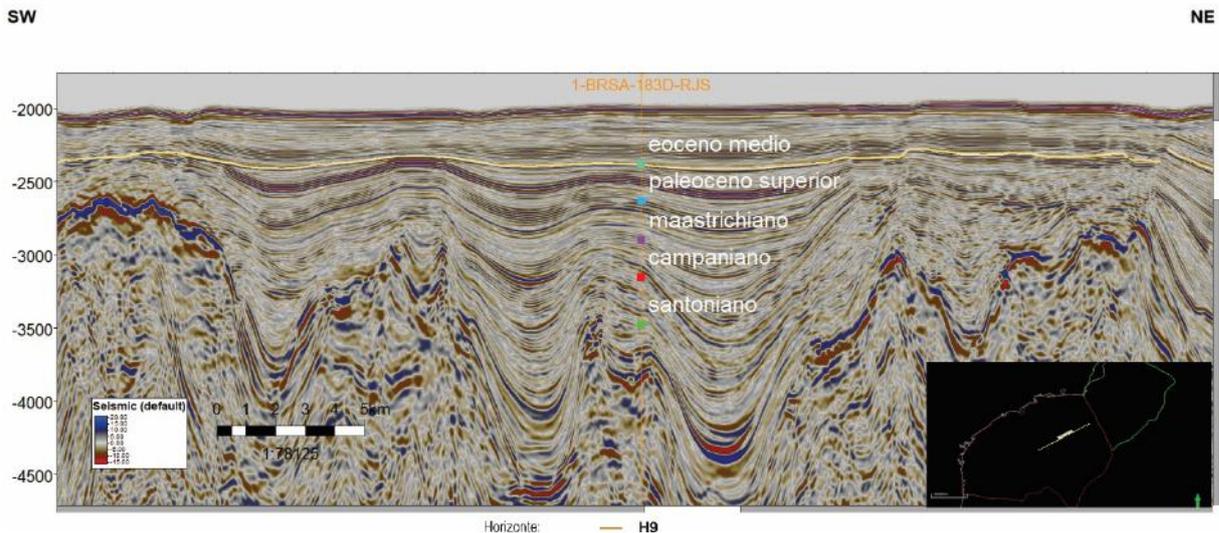


Figura 31 - Linha sísmica L0258-1276 em profundidade (*datum*: nível do mar), interpretada e em detalhe para a visualização dos *well tops* do poço 1-BRSA-183D-RJS, nota-se que a discordância H9 (laranja amarelado) coincide com o Eoceno médio.

5.2 Mapas de contornos estruturais e isópacas

Mapa de contorno estrutural do horizonte H2 (Topo do sal)

Os mapas de contorno estrutural gerados neste trabalho abrangem uma área de aproximadamente 1.300 km², sendo elaborados a partir de métodos de interpolação que utilizam os horizontes previamente interpretados. As cores frias do mapa de contorno estrutural do topo do sal (Figura 32) representam as cotas mais profundas (as mini-bacias) e as cores quentes representam as cotas mais elevadas (os diápiros de sal). A elaboração desses mapas teve o objetivo principal viabilizar a confecção de um mapa de isópacas, através do qual foram definidos os depocentros a serem estudados no presente trabalho para interpretação dos pulsos halocinéticos. No mapa é possível notar claramente que os diápiros de sal apresentam um trend NE-SW, que corresponde ao *trend* da Faixa Ribeira, o que poderia sugerir reativações das estruturas do embasamento cristalino e outro *trend* NNW-SSE.

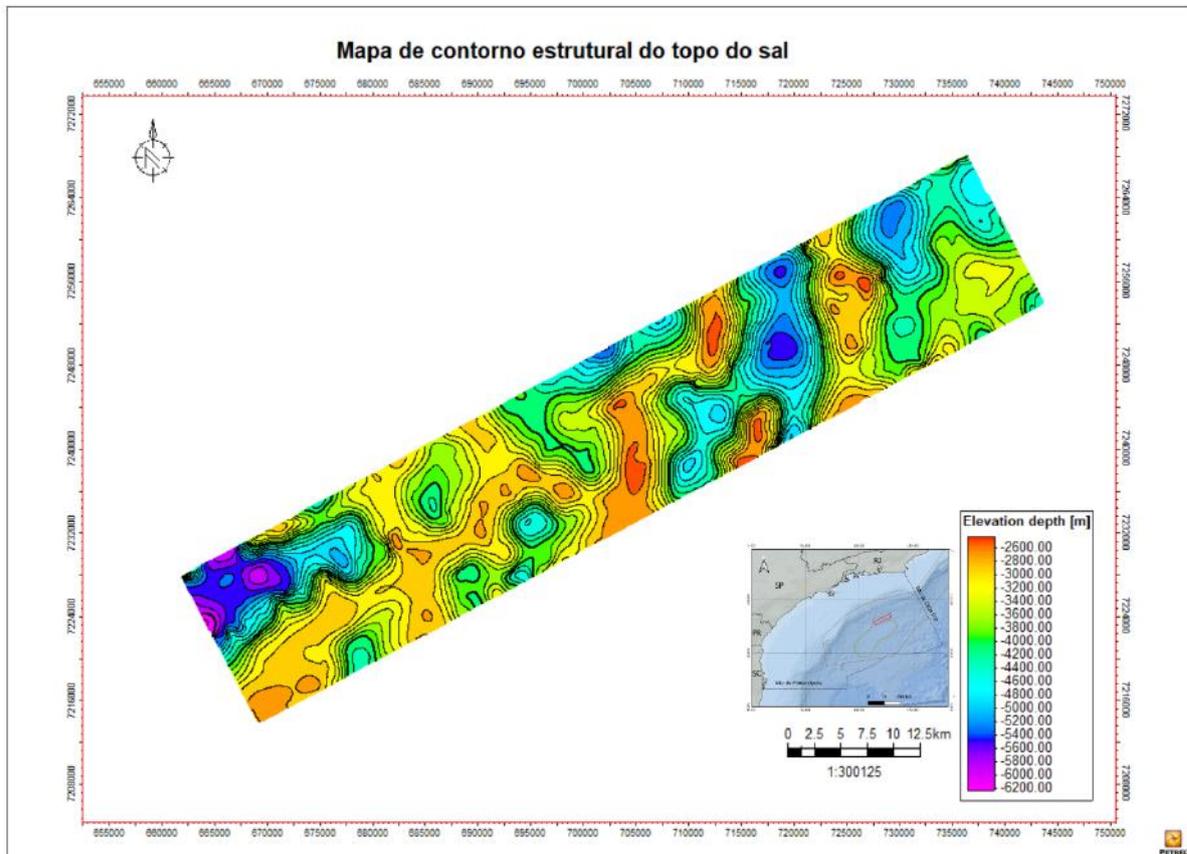


Figura 32 - Mapa de contorno estrutural do topo do sal em profundidade, as cores frias representam as cotas mais profundas (as mini-bacias) e as cores quentes representam as cotas mais elevadas (os diápiros de sal).

Dessa forma, foi gerado um mapa de contorno estrutural 3D, no qual é possível notar como essa superfície apresenta uma morfologia relativamente ondulada ao longo de toda sua extensão, devido à halocinese que tornou esse horizonte intensamente deformado e falhado (Figura 33).

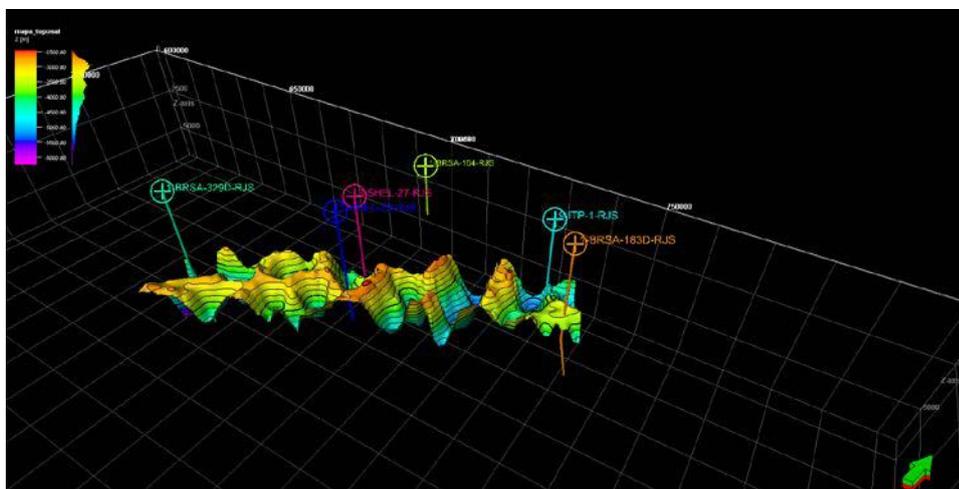


Figura 33 - Mapa de contorno estrutural 3D do topo do sal em profundidade, os diápiros de sal estão representados nas cores quentes e as mini-bacias aparecem nas cores frias.

Mapa de contorno estrutural do horizonte H9 (discordância)

Após a interpretação do horizonte H9 (discordância) em todas as 25 linhas, foi gerado o mapa de contorno estrutural (Figura 34) por meio de técnicas de interpolação. A escala colorimétrica emprega cores frias para as cotas mais profundas e cores quentes para cotas mais elevadas. Essa superfície apresenta um relevo mais suave, com variação topográfica que oscila de -2.200 m até -2.260 m abaixo do nível do mar (figuras 34 e 35).

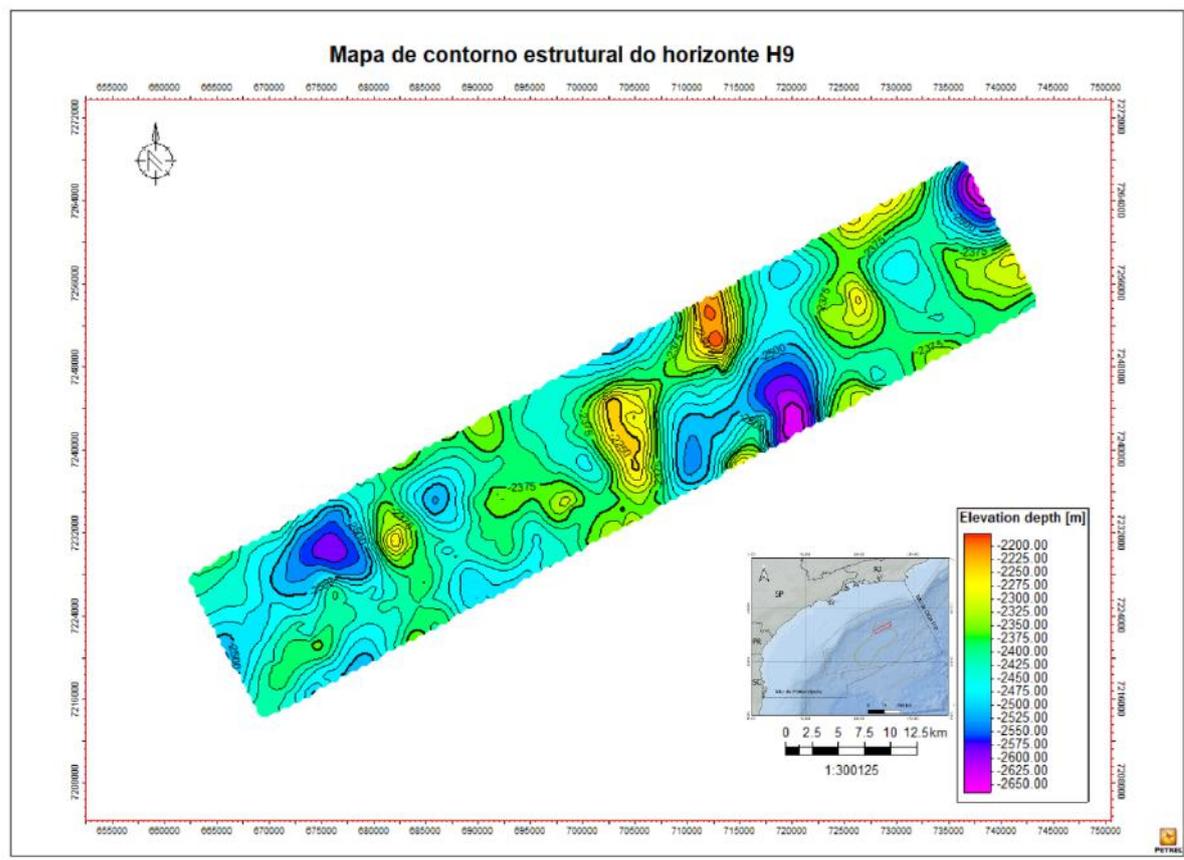


Figura 34 - Mapa de contorno estrutural de H9 em profundidade. A escala colorimétrica emprega cores frias para as cotas mais profundas e cores quentes para cotas mais elevadas. Essa superfície apresenta um relevo mais suave, com variação topográfica que oscila de -2200 m até -2260 m.

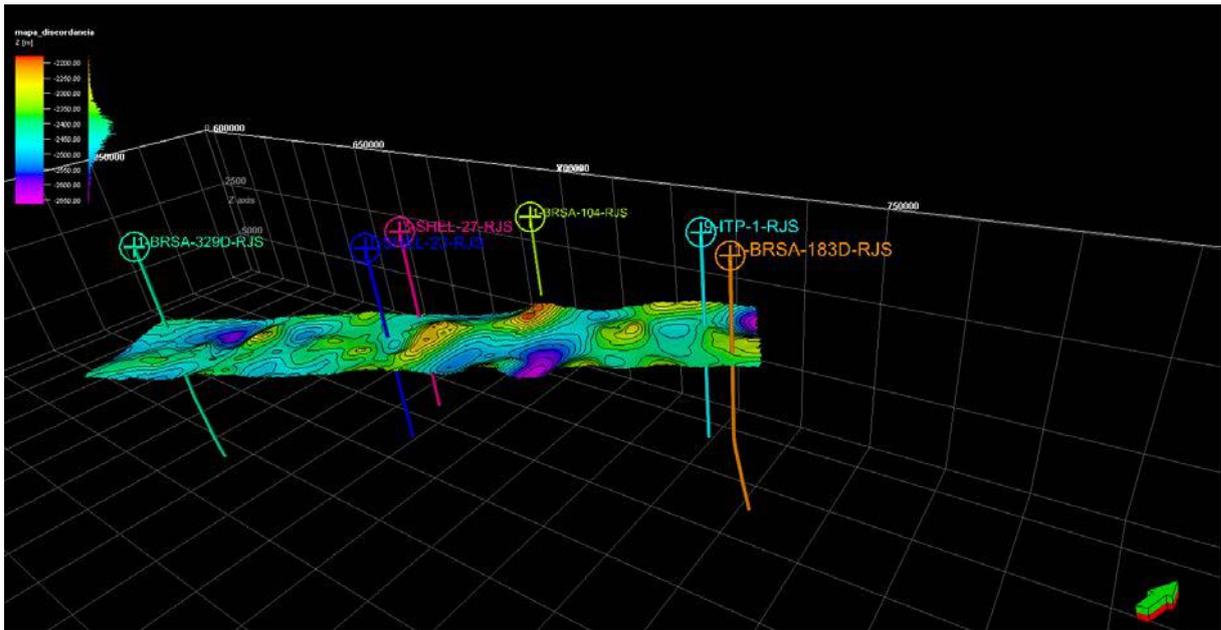


Figura 35 - Mapa de contorno estrutural 3D do horizonte H9, no qual as cores frias representam as cotas mais profundas e cores quentes representam as cotas mais elevadas. Conforme mencionado, essa superfície apresenta um relevo mais suave.

A partir desses mapas, foi elaborado o mapa de isópacas (também chamado de mapa de espessura) entre o topo do sal e o horizonte H9 (Figura 36), auxiliando no entendimento da distribuição sedimentar.

Mapa de isópacas entre os horizontes H2 e H9

A confecção do mapa de espessura (Figura 36) tem como objetivo de auxiliar no reconhecimento dos depocentros, que representam as localidades com maiores espessuras entre os horizontes de interesse. As maiores espessuras estão representadas pelas áreas com cores frias variando do azul escuro para o ciano; as porções mais delgadas são representadas pelas cores quentes (amarelo a vermelho). O depocentro com maior espessura sedimentar é o depocentro B, que foi perfurado pelo poço 1-BRSA-329D-RJS. A máxima espessura sedimentar neste depocentro é de 3.600 m.

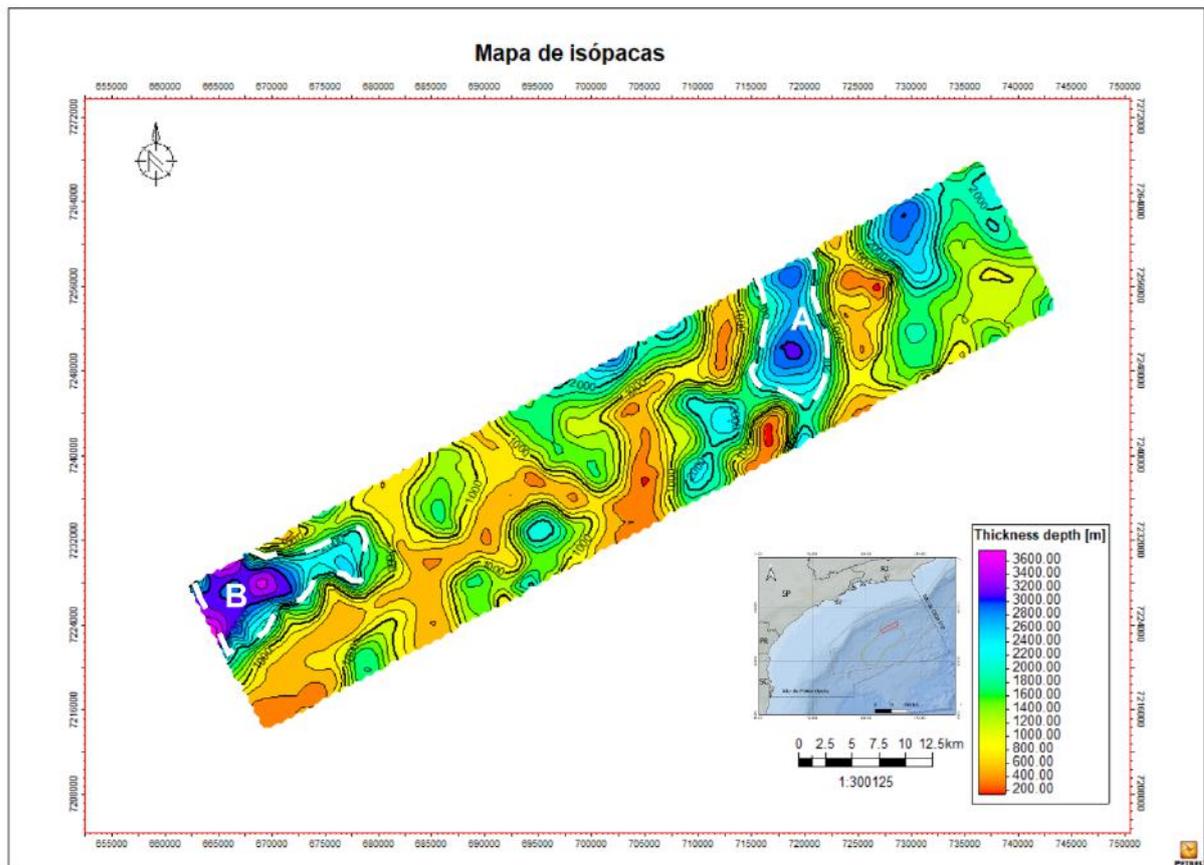


Figura 36 - Mapa de isópacas entre os horizontes H2 e H9, com espessura em metros. As localidades com maiores espessuras estão simbolizadas por cores frias variando do azul escuro para o ciano e as áreas com menores espessuras estão representadas por cores quentes. A profundidade máxima do depocentro situado na parte porção sudoeste da área de estudo chega a aproximadamente 3.600 m.

A análise do mapa de isópacas permite observar que existe um grande depocentro perto da área do Alto do Pão de Açúcar e que as mini-bacias próximas ao Alto de Tupi também são mais espessas do que aquelas no meio da área de estudo. Dessa forma, o depocentro escolhido para iniciar a interpretação de horizontes considerados chaves para o entendimento dos pulsos halocinéticos está localizado na porção nordeste do mapa de isópacas, identificado como depocentro A. Esses horizontes chaves foram interpretados nas linhas sísmicas L0258-1268 e L0258-1647 localizadas no mapa a seguir (Figura 37).

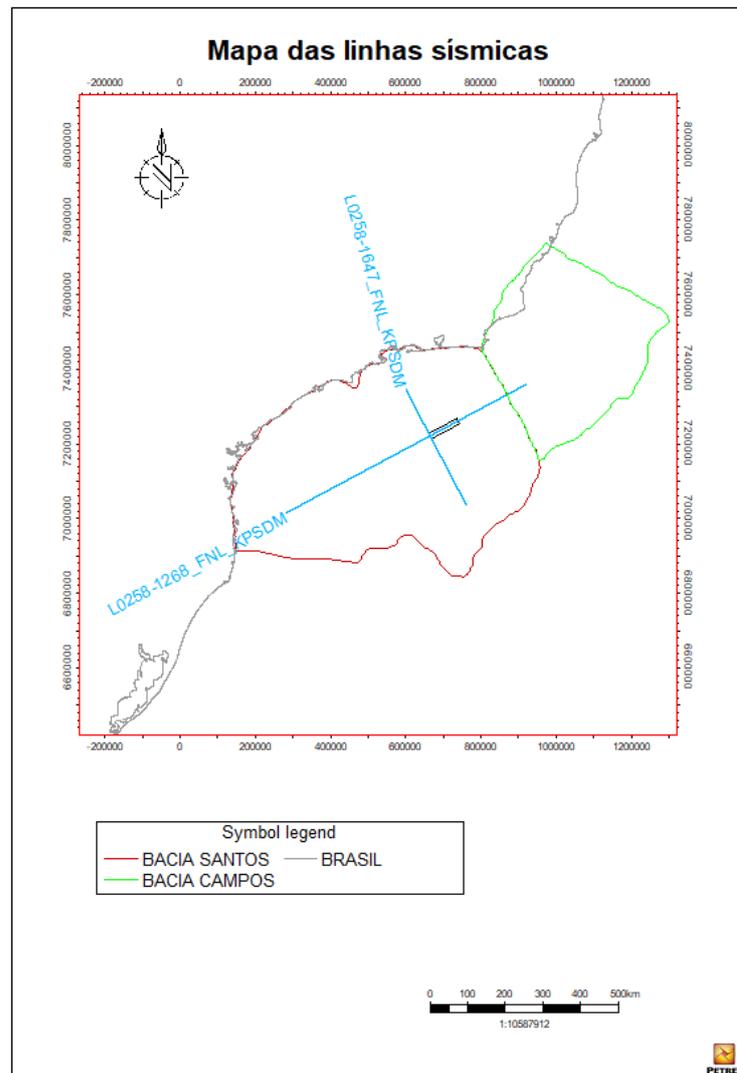


Figura 37 - Mapa de localização das linhas sísmicas nas quais todos os horizontes foram interpretados.

A linha sísmica L0258-1647 foi interpretada utilizando o atributo TecVa, uma vez que este filtro melhora a visualização de falhas na seção drifte que afetam a continuidade lateral dos horizontes considerados chaves (Figura 38). Esses horizontes são fundamentais para compreender a tectônica da bacia.

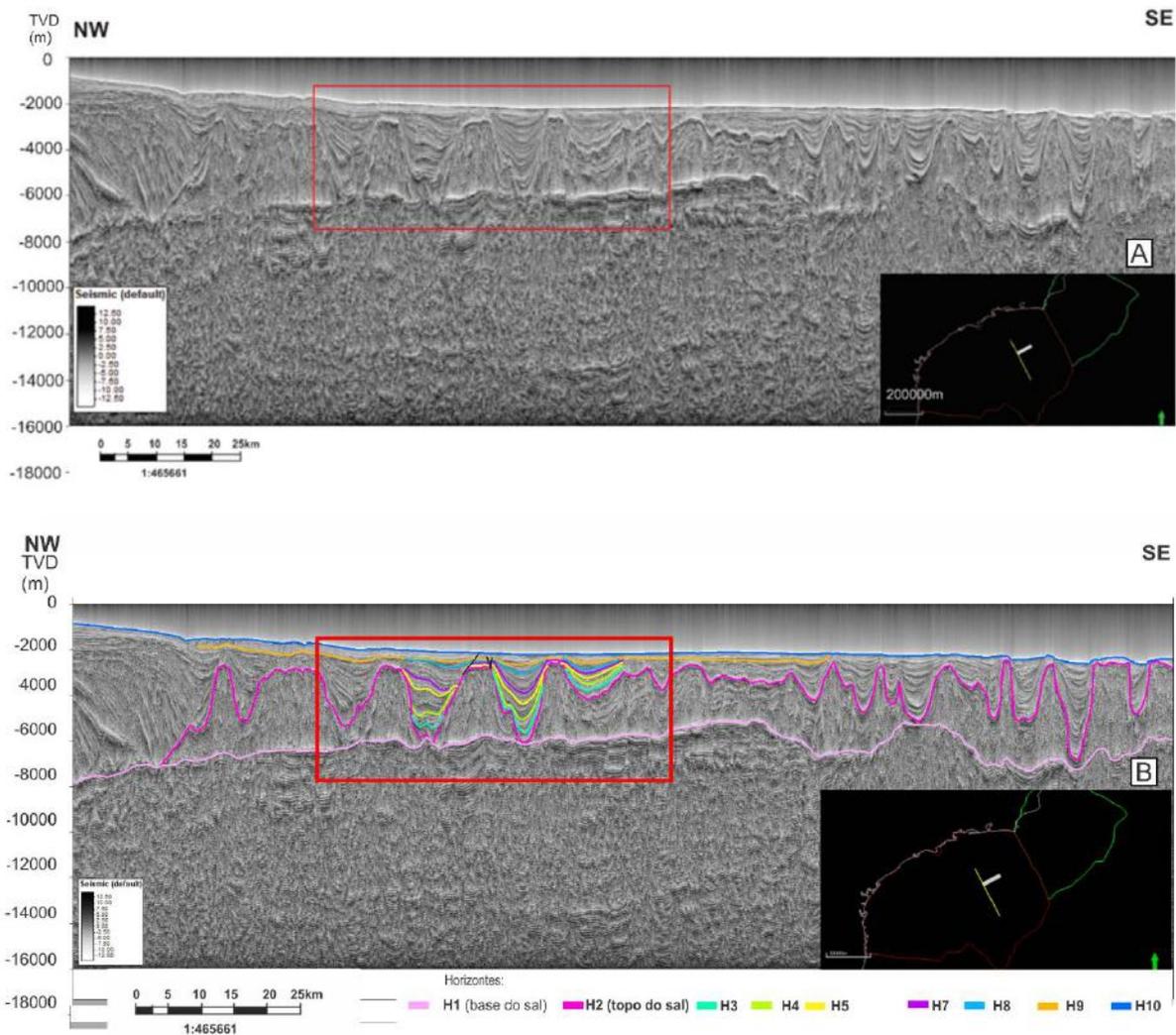


Figura 38 - Linha sísmica L0258-1647 em profundidade (*datum*: nível do mar), (A) não interpretada e com o atributo TecVa, (B) interpretada com algumas falhas e horizontes chaves entre topo do sal (H2), representado na cor rosa e o horizonte H9, representado em laranja. O retângulo em vermelho representa a área que será interpretada em detalhe na figura 39.

Os dados do poço 1-BRSA 329D-RJS possibilitaram correlacionar alguns horizontes com unidades litoestratigráficas e cronoestratigráficas. Na linha sísmica L0258-1647 é possível observar que o horizonte H2 pode ser associado ao Albiano inferior e corresponde ao topo da Formação Ariri (Figura 39). O horizonte H3 corresponde ao topo da Formação Itanhaém (Figura 39). O horizonte H4 coincide com o Santoniano médio. O horizonte 6 não ocorre em todas as mini-bacias e ao analisar o mapa de isópacas é possível notar que nem todas as mini-bacias são conectadas, possivelmente elas se conectaram por um momento e se desconectaram em outro. O horizonte H8 pode ser associado ao Paleoceno superior (Figuras 39). O horizonte H9 está associado ao Eoceno médio conforme os dados do poço 1-BRSA-183D-RJS e o horizonte H10 corresponde ao topo da Formação Marambaia.

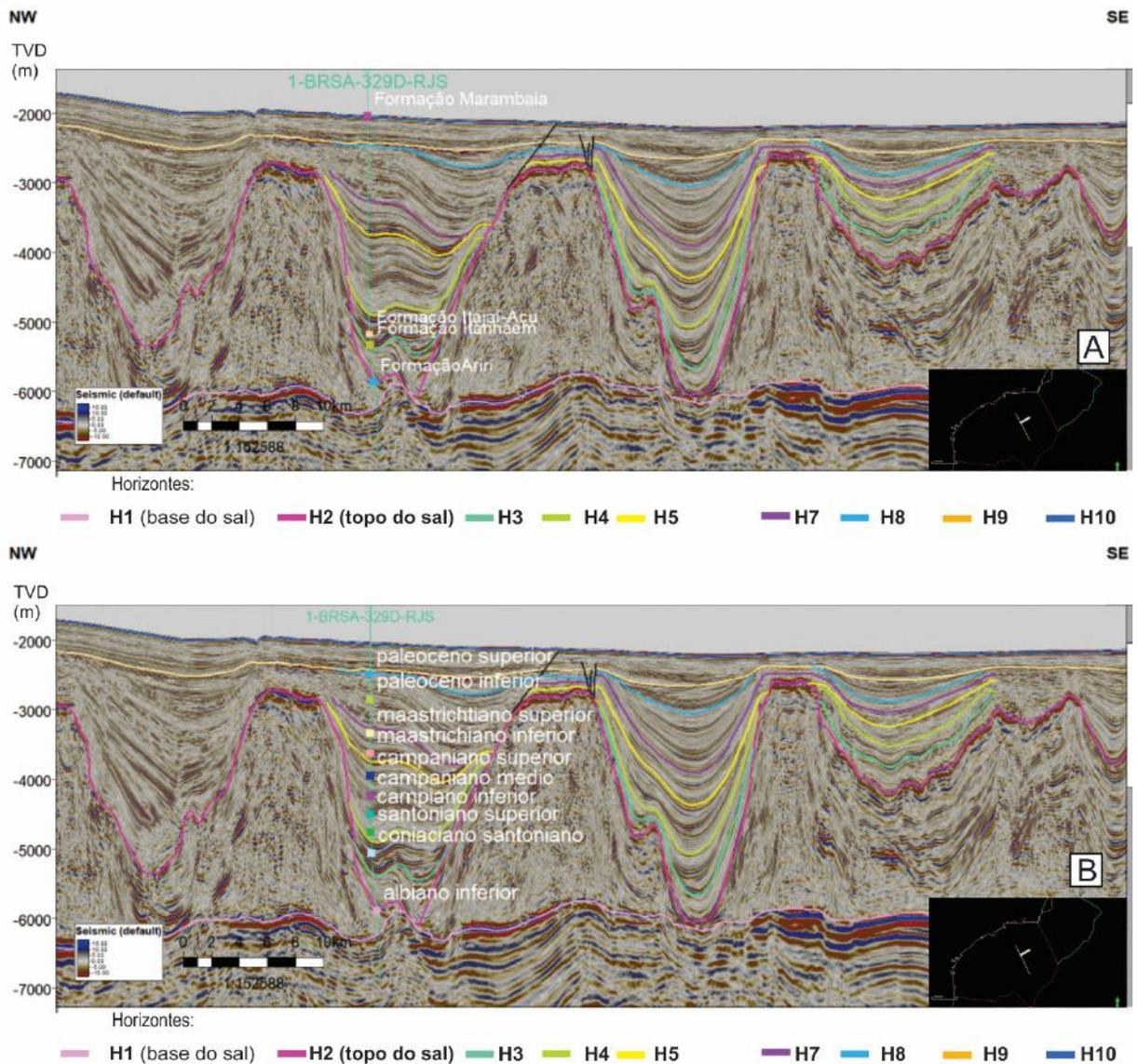


Figura 39 – Detalhe da linha sísmica L0258-1647 em profundidade (*datum*: nível do mar), interpretada, como destacado na figura anterior em vermelho, mostrando a interpretação dos horizontes H1, H2, H3, H4, H5, H7, H8, H9 e H10, com o poço 1-BRSA-329D-RJS e as unidades litoestratigráficas (A) e as unidades cronoestratigráficas (B).

A interpretação sísmica dos horizontes chaves se iniciou na linha sísmica L0258-1268 no depocentro escolhido e foi estendida até o cruzamento com a linha sísmica L0258-1647 (figuras 40 e 41). Dentre os desafios encontrados durante essa etapa, destaca-se a presença de uma sismofácies caótica e diversas falhas no topo dos diápiros de sal resultantes da forte halocinese na área de estudo. Assim, para rastrear a continuidade dos horizontes-chaves foi necessário aplicar o atributo TecVa, para melhor visualização de falhas e horizontes.

SW

NE

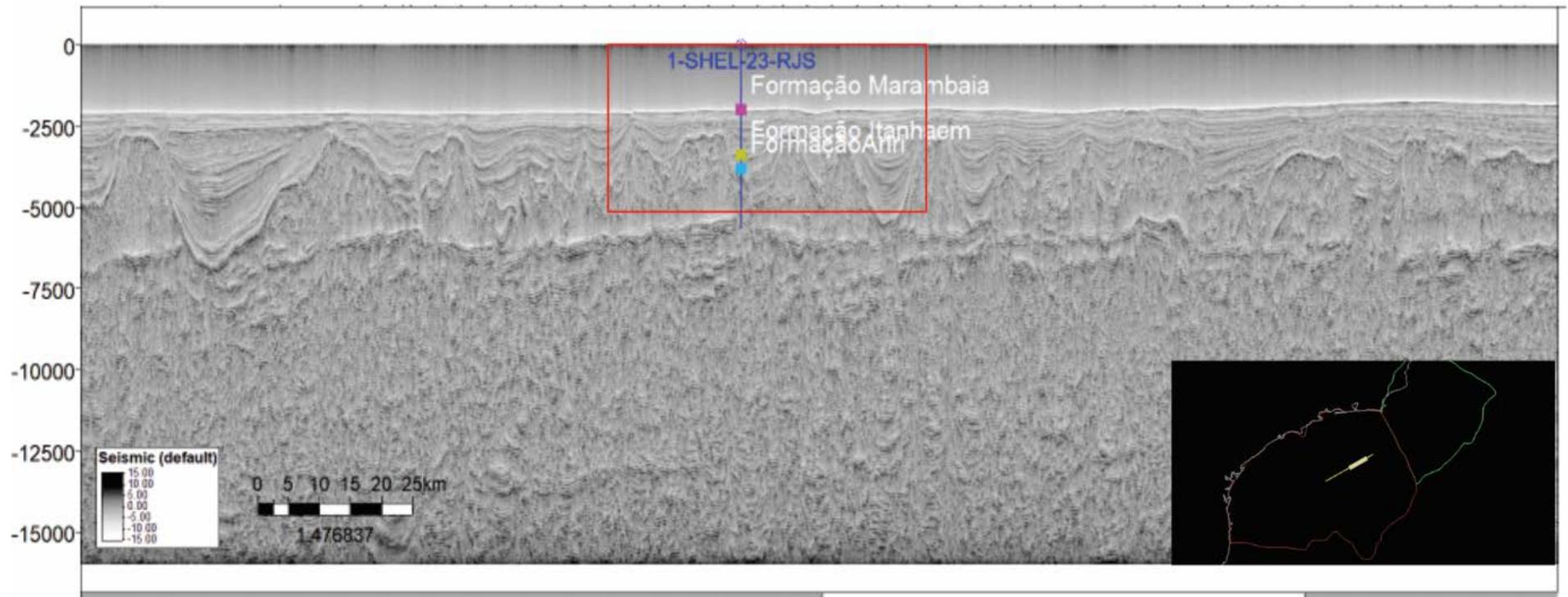


Figura 40 – Linha sísmica L0258-1268 em profundidade (*datum*: nível do mar), sem interpretação, com atributo TecVa e dados do poço 1-SHEL-23RJS. O retângulo em vermelho representa a área que será interpretada em detalhe na figura 37.

SW

NE

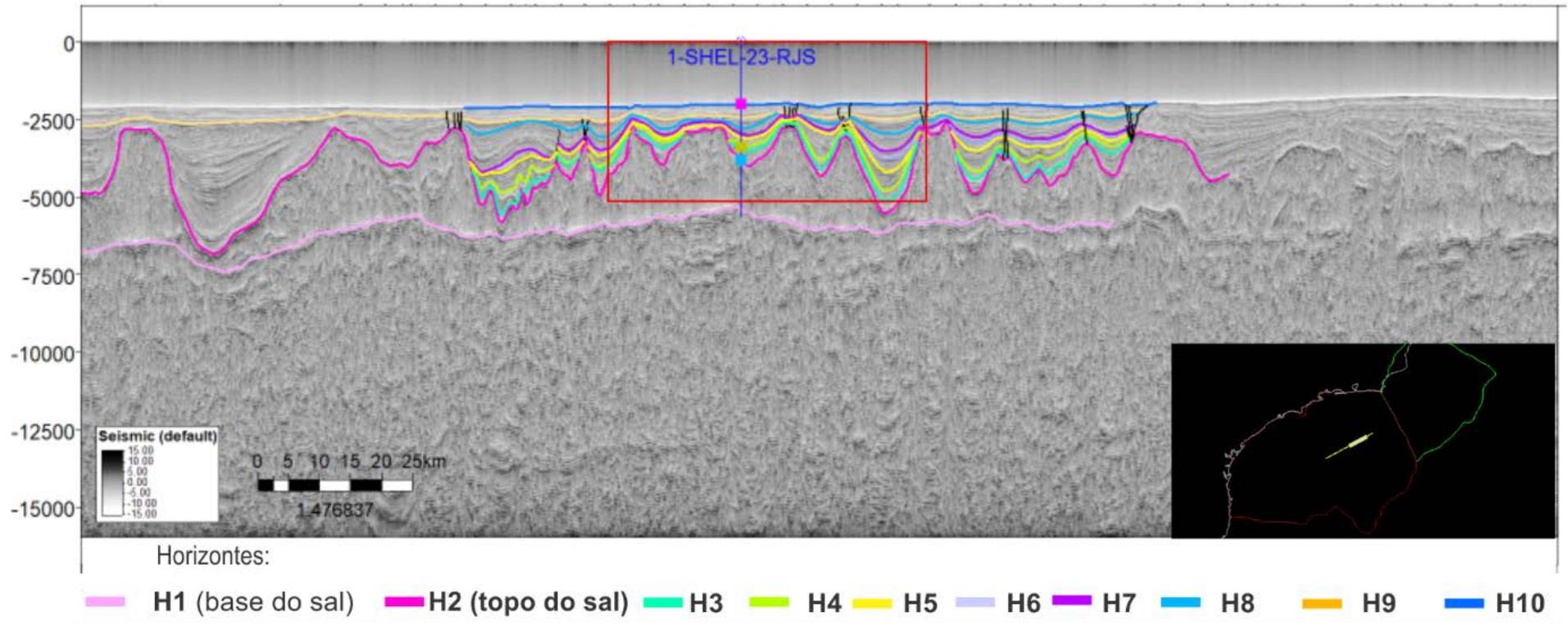


Figura 41 - Linha sísmica L0258-1268 em profundidade (*datum*: nível do mar), com atributo TecVa, posição do poço 1-SHEL-23RJS e horizontes chaves interpretados. O retângulo em vermelho representa a área que será interpretada em detalhe na Figura 37.

Na linha sísmica L0258-1268 foram traçadas algumas falhas na seção drifte (Figura 42). O refletor escolhido para mapear a base do sal (H1) apresenta alta amplitude positiva, utilizou-se uma camada de anidrita delgada e depositada logo acima dos carbonatos, recorrente na área de estudo, portanto o refletor mais evidente a ser mapeado. Os critérios utilizados para mapear o topo do sal (H2) e a discordância já foram abordados anteriormente (H9). A maioria dos refletores entre os horizontes H2 e H9 terminam *em pinch-out* sobre os diápiros, alguns refletores na parte superior da seção terminam em truncamento (Figura 42). A sequência entre o topo do sal (H2) e H3 é pacote pouco espessa, com os limites definidos entre o topo da Formação Ariri e a Formação Itanhaém. O horizonte H4 está representado na cor verde e termina em pinch-out sobre os diápiros de sal. O maior eixo de crescimento ocorre entre o H4 e H5, possivelmente devido ao aumento da taxa de subsidência nas mini-bacias.

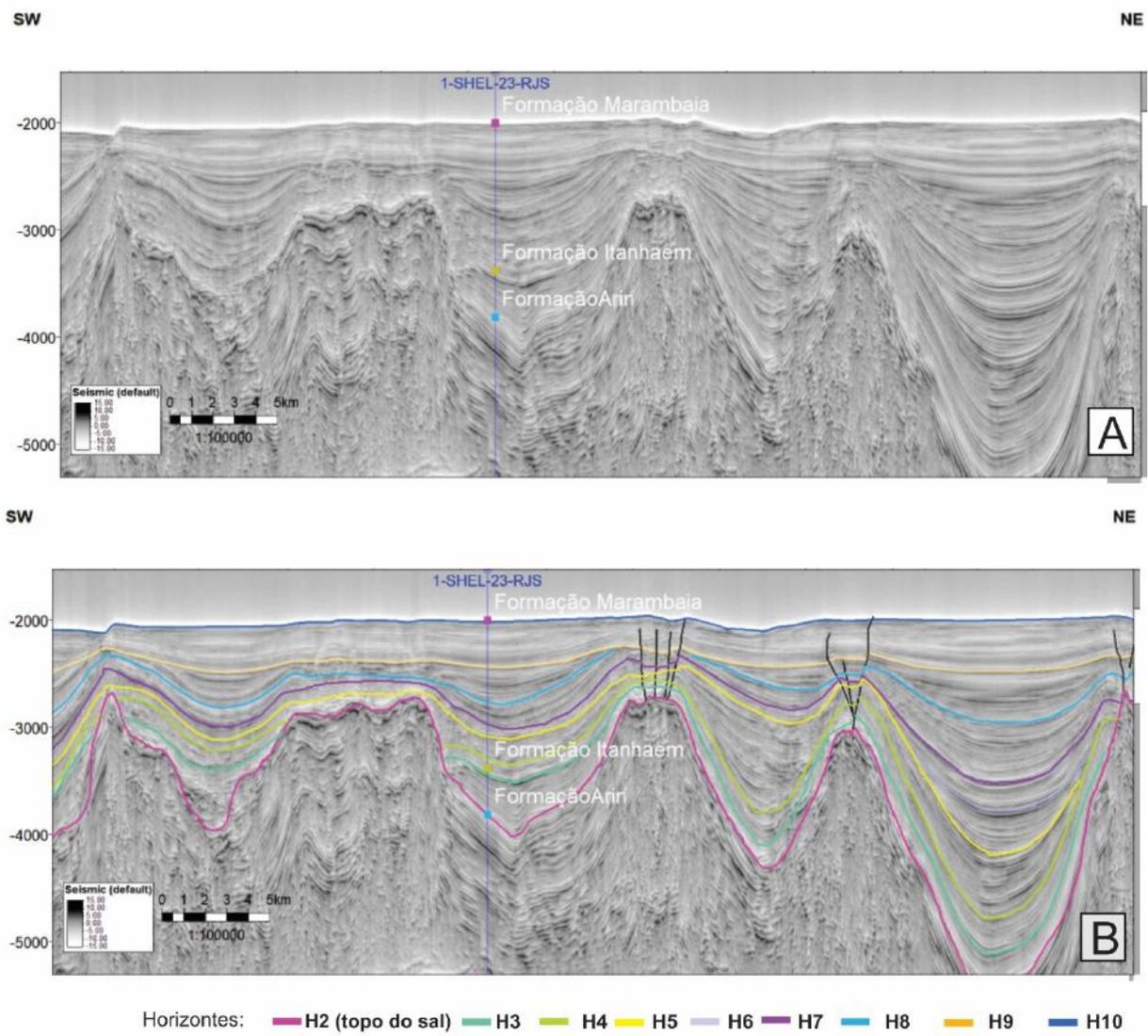


Figura 42 - Linha sísmica L0258-1268 em profundidade (*datum*: nível do mar), (A) em detalhe e sem interpretação, (B) com os horizontes interpretados, falhas traçadas e dados litoestratigráficos do poço 1-SHEL-23-RJS.

6. DISCUSSÕES

6.1 Análise evolutiva dos pulsos halocinéticos entre dois diápiros

O objetivo da reconstituição esquemática apresentada a seguir é representar a variação dos pulsos halocinéticos dos diápiros analisados. Essa reconstituição apresenta limitações pois considera o fundo marinho plano o que não representa a realidade, porém é uma aproximação aceitável para o método de trabalho utilizado. Os cartuns tiveram como base as seções sísmicas horizontalizadas, porém foi acrescentada uma topografia ao fundo marinho de forma interpretativa, como consequência da halocinese, ressaltando-se que o desenho esquemático não está em escala. O final da deposição de sal na Bacia de Santos ocorreu há aproximadamente 112 Ma (Moreira *et al.*, 2007). Este momento corresponde ao horizonte H2 que representa o tempo T0 que é o tempo de partida da interpretação proposta nesse trabalho (Figura 43). Posteriormente, houve a deposição da seção sedimentar compreendida entre os horizontes H2 (rosa choque) e H3 (azul). O horizonte H3 termina em *onlap* contra o diápiro à nordeste, porém passa por cima do diápiro à sudoeste, evidenciando que o diápiro à nordeste estava mais soerguido que o diápiro à sudoeste neste momento (tempo T1). Isso demonstra que entre T0 e T1, o pulso halocinético do diápiro à nordeste foi maior que o diápiro à sudoeste.

No intervalo de tempo compreendido entre T1 (horizonte sísmico H3) e T2 (horizonte sísmico H4) ocorreu a deposição da seção sedimentar representada pela cor verde clara (Figura 43). O horizonte H4 termina em *onlap* contra o diápiro a nordeste, porém passa por cima do diápiro a sudoeste, da mesma forma que o horizonte anterior. Assim, evidencia-se que a tendência de soerguimento maior do diápiro à nordeste se manteve no tempo T2.

O horizonte H5 (amarelo) termina em *onlap* contra o horizonte H4 (verde), não termina contra o diápiro, o que evidencia que diápiro da direita soergueu mais que diápiro da esquerda e possivelmente, o diápiro estava no fundo do mar.

Entre o horizonte H5 e H6 (Figura 43), o diápiro à sudoeste soergueu mais que o diápiro à nordeste, representado no tempo T4. Essa inversão é evidenciada pelo horizonte H6 que termina em *onlap* contra o horizonte H5 à sudoeste e termina em *onlap* contra o H4 (amarelo) à nordeste.

O horizonte H7 termina em *onlap* contra o diápiro à nordeste e ultrapassa o diápiro à sudoeste, o que evidencia que o diápiro à nordeste surgiu mais que à sudoeste. A última reconstituição foi feita para o horizonte H8, sendo possível notar uma espessura homogênea da seção sedimentar entre as superfícies representadas pelo horizonte H7 e H8, o que sugere que não houve pulsos halocinéticos dos dois diápiros entre os horizontes H7 e H8.

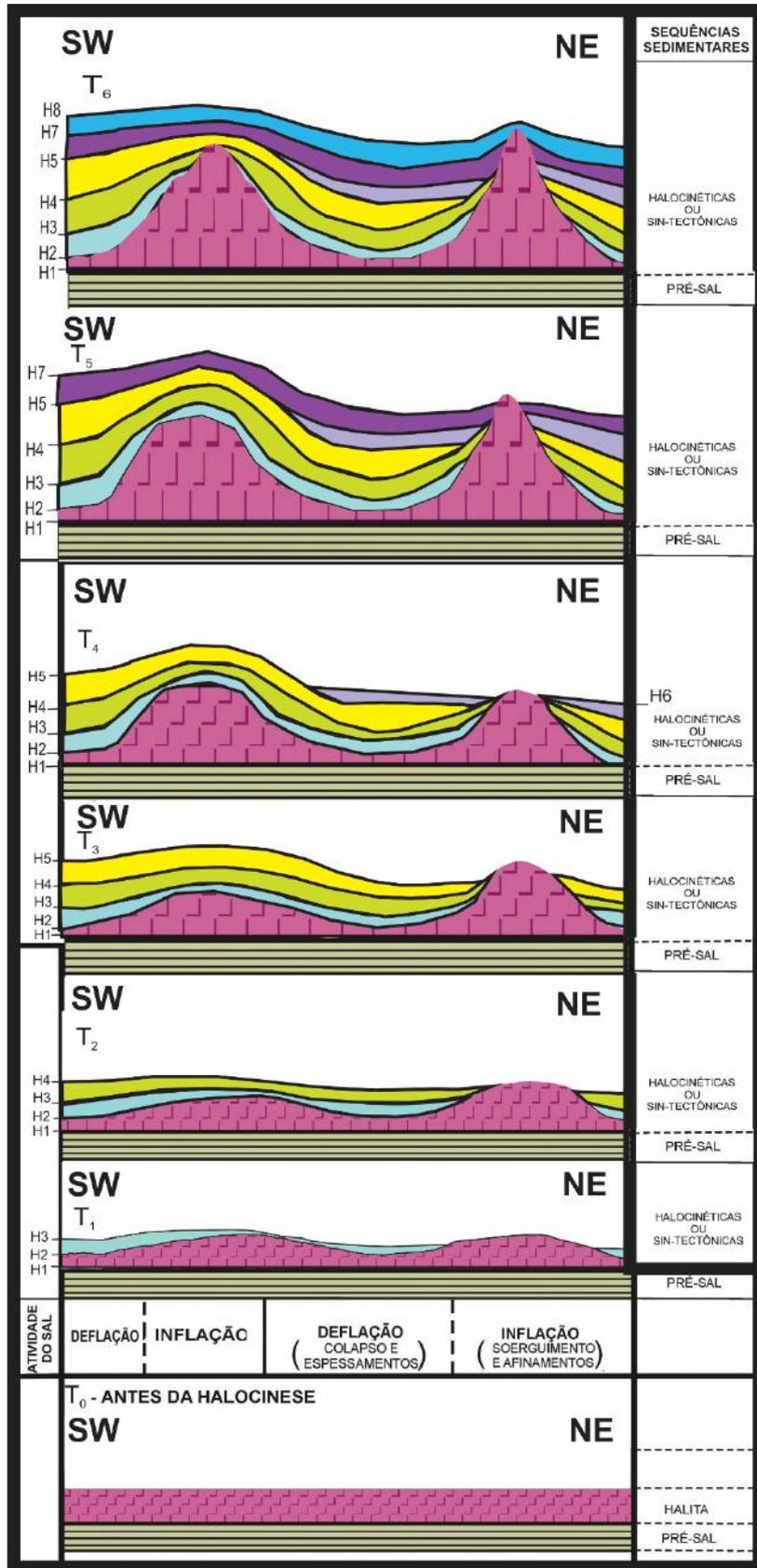


Figura 43 – Desenho esquemático sobre a evolução dos pulsos de halocinese entre dois diápiros.

7 CONCLUSÕES

- A halocinese na Bacia de Santos varia no tempo e no espaço. A variação da halocinese no espaço é evidenciada pela inversão da terminação dos refletores. Entre T1 e T3, o diápiro à nordeste soergueu mais que o diápiro à sudoeste, em T4 houve uma mudança e o diápiro à sudoeste soergueu mais que o diápiro à nordeste, no tempo T5 o diápiro à nordeste voltou a soerguer mais que o diápiro à sudoeste. O final da halocinese é marcado pelo horizonte H9 (discordância) pois em nenhum momento o sal atravessa essa superfície.
- O método de trabalho utilizado para identificar os pulsos halocinéticos se mostrou válido e de baixo custo.
- Os resultados obtidos corroboram interpretações anteriores de Assine *et al.* (2008), Caldas & Zalán (2009) e Guerra & Underhill (2012) com relação a movimentação do sal, que ocorreu entre o Turoniano e o Eoceno e se deu de forma heterogênea.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. *Brazilian Journal of Geology*, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998. Disponível em: <http://bjg.siteoficial.ws/1998/n.2/3.pdf>. Acesso em 15.01.2024

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9). Acesso em: 15.01.2024.

ALMEIDA, J.; DIOS, F.; MOHRIAK, W. U.; VALERIANO, C. M.; HEILBRON, M.; EIRADO, L. G.; TOMAZZOLI, E. R. Pre-rift tectonic scenario of the Eo-Cretaceous Gondwana break-up along SE Brazil–SW Africa: insights from tholeiitic mafic dyke swarms. *Geological Society London Special Publications*, v. 369, n. 1, p. 11-40, 2013. Disponível em: <https://www.doi.org/10.1144/sp369.24>. Acesso em: 15.01.2024

ALVES, D. P. V. Processamento de dados sísmicos de modo a acentuar as reflexões na camada de água. 2009. 77f. Tese (Mestrado em Ciências Geofísicas) – Programa de Pós-graduação em Geofísica Interna, Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, Universidade de Lisboa.

ANP (Agência Nacional De Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis). Segunda Rodada de Partilha da Produção. Sumário Executivo das Áreas em Oferta. Maio de 2017. Disponível em: https://www.gov.br/anp/pt-br/rodadas-anp/rodadas-concluidas/partilha-de-producao/2a-rodada-partilha-producao-pre-sal/arquivos/areas-oferecidas/sumario_executivo_lp2.pdf. Acesso em: 15.01.2024.

ANP (Agência Nacional De Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis). Décima Sexta Rodada de Licitações. Sumário Geológico e Setores em Oferta da Bacia de Santos. Dezembro de 2019. Disponível em: https://www.gov.br/anp/pt-br/rodadas-anp/oferta-permanente/opc/arquivos/sg/sumario_geologico_op_santos.pdf. Acesso em: 15.01.2024.

ASSINE, M. L.; CORRÊA, F. S.; CHANG, H. K. Migração de depocentros na Bacia de Santos: importância na exploração de hidrocarbonetos. *Brazilian Journal of Geology*, v. 38, n. 2, p. 111-127. 2008.

ASMUS, H. E.; FERRARI, A. L. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil. *Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil*, Ser. Proj. REMAC 4, p. 75-88, 1978

BARNES, A. E. *Handbook of Poststack Seismic Attributes*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, v. 21, p. 268. 2016.

BROWN, L. F.; FISHER, W. L. *Seismic stratigraphy interpretation and petroleum exploration*. American Association of Petroleum Geologists, v. 16, 1980. Disponível em: <https://doi.org/10.1306/CE16409>. Acesso em: 15.01.2024

BUCKLEY, J. P.; BOSENCE, D.; ELDERS, Chris. Tectonic setting and stratigraphic architecture of an Early Cretaceous lacustrine carbonate platform, Sugar Loaf High, Santos Basin, Brazil. *Special Publications*, v. 418, n. 1, p. 175-191. 2015.

CAINELLI, C.; MOHRIAK, W. U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 206-216, 1999. Disponível em: <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1999/v22i3/008>. Acesso em: 15.01.2024

CALDAS, M. F.; ZALÁN, P. V. Reconstituição cinemática e tectono-sedimentação associada a domos salinos nas águas profundas da Bacia de Santos, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 17, n. 2, p. 227-248. 2009.

CAMPOS NETO, M. C.; CABY, R. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. *Tectonics*, v. 19, n. 4, p. 669-687, 2000. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/1999TC900065>. Acesso em: 15.01.2024

CAPUCCI, F. V.; SANTOS, M. A. C.; SANTOS, L. A. Erros no posicionamento de refletores sísmicos causados pela análise de velocidades na migração em profundidade. In: 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 15–18 Agosto 2011. Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society, 2011. p. 1070-1074. Disponível em: <https://doi.org/10.1190/sbgf2011-221>. Acesso em 15.01.2024

CARMINATTI, M.; WOLFF, B.; GAMBOA, L. New exploratory frontiers in Brazil. 19th World Petroleum Congress, Madrid, Spain, WPC Proceedings, Abstracts CD, 11p. 2008.

CARVALHO, G. C. R. Interpretação sísmica e modelagem física do cone do Amazonas, Bacia da Foz do Amazonas, margem equatorial brasileira, p. 141. 2008. Tese (Mestrado em Ciências Naturais) – Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia da Escola de Engenharia de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.

CASTRO, A. S.; HOLZ, M. A tectônica de sal e a deposição de sedimentos em águas profundas na região sul da Bacia de Santos. IBP III Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás. 2004.

CATUNEANU, O. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, p. 388. 2006.

CHANG, H. K.; ASSINE, M. L.; CORRÊA, F. S.; TINEN, J. S.; VIDAL, A. C.; KOIKE, L. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. Revista Brasileira de Geociências, v. 38, n. 2, p. 29–46. 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2008382s2946>. Acesso em: 15.01.2024

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F. Novos Conceitos sobre o desenvolvimento de bacias marginais do leste brasileiro. Origem e evolução de bacias sedimentares. Boletim de Geociências da Petrobras, p. 269-289.1990.

CHOPRA, S.; BROWN, A. R. What Is Seismic Interpretation? Maio de 2013. AAPG EXPLORER. Disponível em: <https://explorer.aapg.org/story/articleid/2471/what-is-seismic-interpretation>. Acesso em: 17.01.2024.

CHOPRA, S.; MARFURT, K. J. Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization. Society of Exploration Geophysicists and European Association of Geoscientists and Engineers, n. 11, p. 481. 2007.

COBBOLD, P. R.; SZATMARI, P. Radial gravitational gliding on passive margins. Tectonophysics, v. 188, n. 3-4, p. 249-289, 1991.

COBBOLD, P. R.; ROSSELLO, E.; VENDEVILLE, B. Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. Bulletin de la Société Géologique de France, n. 3, p. 453-460, 1989.

DELLA FÁVERA, J. C. Fundamentos de Estratigrafia Moderna. Rio de Janeiro: EdUERJ, p. 264. 2001.

DEMERCIAN, L. S. A halocinese na evolução do Sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretáceo Superior. 201f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1996.

DEMERCIAN, L. S & Szatmari, P. Thin-Skinned Gravitational Transfer Zone in the Southern part of Santos Basin. In: Sixth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, SBGf38199. 1-4. 1999

DEMERCIAN, S.; SZATMARI, P.; COBBOLD, P. R. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. *Tectonophysics*, v. 228, n. 3-4, p. 393-433. 1993.

DIAS, A. L. L. D. Análise e interpretação de atributos sísmicos instantâneos: uma contribuição ao estudo do arcabouço tectônico-estrutural da Bacia de Pelotas. 16º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica 2018.

DIAS, J. L.; SZATMARI, P.; ANJOS, S. M. C. Estratigrafia e sedimentação dos evaporitos neo-aptianos na margem leste brasileira. *Sal-Geologia e Tectônica: Exemplos nas Bacias Brasileiras*. Rio de Janeiro, Petrobras/Beca Edições Ltda, p. 220-229, 2008.

DUVAL, B.; CRAMEZ, C.; JACKSON, M. P. A. Raft tectonics in the Kwanza basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, v. 9, n. 4, p. 389-404, 1992.

FERREIRA, A. S. Método sísmico e sua aplicação nas Bacias de Sergipe e Alagoas. 2007. Tese (Mestrado em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

FERREIRA, D. G. Processamento Sísmico Convencional e CRS-2D de dados reais da Bacia do Amazonas. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) – Faculdade de Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. 2009.

FERREIRA, L. C. The magmatic rifting of Santos Basin: aeromagnetic mapping of dykes, terranes and marginal structures and the interplay between tectonism and volcanism. *Authorea Preprints*, 2023.

FOSSEN, H. *Geologia Estrutural*. São Paulo:Oficina dos Textos, p. 204-205, 2012.

FRANÇOLIN, J. B. L.; SZATMARI, P. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*. 1987. Disponível em: <https://scholar.archive.org/work/5au36gckvrhehbmj16n5u6pnu/access/wayback/http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/download/11922/11467>. Acesso em: 15.01.2024

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.

GARCIA, S. F. M.; DANDERFER FILHO, A.; LAMOTTE, D. F.; RUDKIEWICZ, J. L. Análise de volumes de sal em restauração estrutural: um exemplo na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42, n.2, p. 433-450, 2012.

GERHARDT, A.L. Aspectos da visualização volumétrica de dados sísmicos, p. 100, 1998. Dissertação (Mestrado) – Universidade Pontifícia Universidade Católica RJ.

GIBBS, A. D. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, v. 5, n. 2, p. 153-160, 1983.

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*.

GUERRA, M. C. M; UNDERHILL, J. R. Role of halokinesis in controlling structural styles and sediment dispersal in the Santos Basin, offshore Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 363, n. 1, p. 175-206, 2012.

GUERRA, M. C. M. Role of halokinesis in controlling structural styles and sediment dispersal patterns in the Santos Basin – SE Brazil. PhD thesis, University of Edinburgh, p. 293. 2008

HARDAGE, B. Instantaneous seismic attributes calculated by the Hilbert Transform: Search and Discovery Article #40563, 2010.

HEILBRON, M. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, v. 115, p. 1-32. 2000.

HEILBRON, M. Província Mantiqueira. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 203-235. 2004.

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

HUDEC, M. R.; JACKSON, M. P. A. Terra infirma: Understanding salt tectonics. *Earth-Science Reviews*, v. 82, n. 1-2, p. 1-28. 2007.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. *Geofísica de exploração*. Tradução Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo: Oficina do Texto, 438p. 2009.

KUKLA, P. A.; STROZYK, F.; MOHRIAK, W. U. South Atlantic salt basins—witnesses of complex passive margin evolution. *Gondwana Research*, v. 53, p. 41-57, 2018.

LEI DE SNELL. Novembro 2015. Lab Virtual de Ensino de Física. Disponível em: <https://labanimation.wordpress.com/tag/lei-de-snell/>. Acesso em: 18 de outubro 2023

LONARDELLI, J. N. Interpretação sísmica 4D e geomecânica das mudanças induzidas no reservatório pela produção de hidrocarbonetos: estudo de caso no Campo de Marimbá, Bacia de Campos, Brasil. Tese (Doutorado em Geofísica) – Universidade Federal Fluminense. 2019. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT>. Acesso em: 15.01.2024

MACEDO, J. M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 3, 159-173. 1989.

MAIA, R. M. C. Arcabouço estratigráfico e ciclicidade deposicional dos sistemas sedimentares plataformais ao largo do estado do Rio de Janeiro – Bacia de Santos. 100 p. Mestrado em

Geologia e Geofísica Marinha. Instituição de Ensino: Universidade Federal Fluminense, Niterói
Biblioteca Depositária: Biblioteca do Instituto de Geociências. 2009

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. Disponível em: <https://doi.org/10.1306/8626D0A9-173B-11D7-8645000102C1865D>. Acesso em: 15.01.2024

MESQUITA, F. C. Novo método para identificação de estratificações de sal utilizando machine learning sobre atributos sísmicos. 2020.

MILANI, E. J.; BRANDÃO, J. A. S. L.; ZALÁN, P. V.; GAMBOA, L. A. P. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Revista Brasileira de Geofísica*, 18, 352-396. 2000

MIO, E. Modelagem crustal da Bacia de Santos pela integração de métodos geofísicos. Tese (Mestrado em Geociências) – Universidade Estadual Paulista. 2005.

MITCHUM JR. R. M; VAIL, P. R. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 7: Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure. *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploitation*, AAPG Memoir, 26, p. 135-143. 1977.

MODICA, C.J.; BRUSH, E.R. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil, *AAPG Bull*, v. 88, p. 923– 946. 2004

MOHRIAK, W. U.; SZATMARI, P.; ANJOS, S. M. C. Sal Geologia e tectônica. *Terrae Didatica*, v. 4, p. 90-91. 2009.

MOHRIAK, W. U.; PAULA, O. B. Major tectonic features in the southeastern Brazilian margin. 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador, Brasil, 2005.

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

(eds.), *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, cap. XVIII, 293 – 318. 2004

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. Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. 1995.

MOHRIAK, W. U.; MAGALHÃES, J. M. Estratigrafia e evolução estrutural da área norte da bacia de Santos. III Simpósio de Geologia do Sudeste, Atas, v. 1, p. 19-26, 1993.

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

MOREIRA, J. L. P.; CARMINATTI, M. Eocene slope and basin depositional systems in the Santos Basin, SP, Brazil; Sistemas deposicionais de talude e de bacia no Eoceno da Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 12. 2004.

MOREIRA, J. L. P.; NALPAS, T.; JOSEPH, P., GUILLOCHEAU, F. (2001). Stratigraphie sismique de la marge éocène du Nord du bassin de Santos (Brésil): relations plate-forme/systèmes turbiditiques; distorsion des séquences de dépôt. *Earth and Planetary Sciences*, 332:491–498.

NUNES, M.V; VIVIERS, M.; LANA, C. C. Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia de Santos. Fundação Paleontológica Phoenix, Aracaju- SE, nº 66, p 1-6, 2004.

OJEDA, H. A. O. Curso de Sismoestratigrafia (Notas Preliminares). Rio de Janeiro, PETROBRÁS/SEDES. 236 p. (Apostila - não publicado). 1988.

PEREIRA, M. J.; BARBOSA, C. M.; AGRA, J.; GOMES, J. B.; ARANHA, L. G. F.; SAITO, M.; RAMOS, M. A.; CARVALHO, M.D.; STAMATO, M.; BAGNI, O. Estratigrafia da Bacia de Santos: análise das sequências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. In *Congresso Brasileiro de Geologia*, 34(1), 65-79. 1986.

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

PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J. Santos Basin; Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 8, 1994.

PEREIRA, R. C. S. Interpretação sísmica 3D para identificar e caracterizar horizontes sísmicos: aplicação a um poço no Viking Graben, Mar do Norte. 2021.

RABINOWITZ, P. D.; LABRECQUE, J. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 84, n. B11, p. 5973-6002, 1979.

REYNOLDS, J. M. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Chichester: Wiley, p.797. 1997.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; TASSINARI, C. C. G. Pré-sal: geologia e exploração. *Revista Usp*, n. 95, p. 33-42, 2012.

ROCHA, L. A. S. *Perfuração Direcional*. 2. Ed. Rio de Janeiro: Interciência: Petrobrás: IBP, 2008.

ROCHA, M. *Técnicas para supressão de múltiplas na Foz do Amazonas utilizando o software focus*. Niterói. 2010.

ROUBY, D.; COBBOLD, P. R.; SZATMARI, P.; DEMERCIAN, S.; COELHO, D.; RICI, J. A. Least-squares palinspastic restoration of regions of normal faulting—application to the Campos basin (Brazil). *Tectonophysics*, v. 221, n. 3-4, p. 439-452, 1993.

ROUBY, D.; COBBOLD, P. R.; SZATMARI, P.; DEMERCIAN, S.; COELHO, D.; RICI, J. A. Restoration in plan view of faulted Upper Cretaceous and Oligocene horizons and its bearing on the history of salt tectonics in the Campos Basin (Brazil). *Tectonophysics*, v. 228, n. 3-4, p. 435-445, 1993.

SCHMITT, R. S.; FRAGOSO, R. A.; COLLINS, A. S. Suturing Gondwana in the Cambrian: the orogenic events of the final amalgamation. *Geology of southwest Gondwana*, p. 411-432, 2018.

SCHULTZ-ELA, D. D. Restoration of cross-sections to constrain deformation processes of extensional terranes. *Marine and Petroleum Geology*, v. 9, n. 4, p. 372-388, 1992.

SEVERIANO RIBEIRO, H. J. P. *Estratigrafia de Sequência: Fundamentos e Aplicações São Leopoldo. RS: Editora da Universidade do Vale do Rio Sinos. 2001*

SHERIFF, ROBERT E. *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*. Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists. 2002.

SIMM, R.; BACON, M. *Seismic amplitude: An interpreter's handbook*. Cambridge university press, 2014.

SMITH, W. H. F., SANDWELL, D. T. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 277:1957-1962. 1997.

SOUZA, I. A. Falhas de transferência da porção norte da Bacia de Santos interpretadas a partir de dados sísmicos: sua influência na evolução e deformação da bacia. Programa de Pós-Graduação UNESP, Tese (Doutorado em Geociências). 156f. 2008.

STICA, J. M.; ZALÁN, P. V.; FERRARI, A. L. The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, v. 50, p. 1-21, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.10.015>. Acesso em: 15.01.2024

SZATMARI, P.; AIRES, J. R. Experimentos com modelagem física de processos tectônicos no Centro de Pesquisas de Petrobras. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 1(1):13-24. 1987.

TANER, M. T.; KOEHLER, F.; SHERIFF, R. E. Complex seismic trace analysis. *Geophysics*, v. 44, n. 6, p. 1041-1063, 1979.

VAIL, P. R.; MITCHUM JR, R. M.; THOMPSON III, Samuel. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 3. Relative changes of sea level from Coastal Onlap: section 2. Application of seismic reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation. 1977.

VENDEVILLE, B. C.; JACKSON, M. P. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, v. 9, n. 4, p. 331-354, 1992.

VENDEVILLE, B. C.; JACKSON, M. P. A. The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, v. 9, n. 4, p. 354-371, 1992.

VENDEVILLE, B. C.; COBBOLD, P. R. How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges. *Journal of structural Geology*, v. 10, n. 7, p. 649-659, 1988.

VENDEVILLE B. C.; COBBOLD P. R.; DAVI P.; BRUN J. P.; CHOUKROUNE P. Physical model of extensional tectonics at various scales. In: COWARD, M. P.; DEWEY J. F.; HANCOCK (Ed.). *Continental Extensional Tectonics*. London: Geological Society, 1987. p. 95 – 107. (Geological Society of London, Special Publication 28).

WHITE, R.; McKENZIE, D. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 94, n. B6, p. 7685-7729, 1989.

WORRALL, D. M.; SNELSON, S. Evolution of the northern Gulf of Mexico. *The geology of North America; an overview: Geological Society of America*, v. A, p. 97-138, 1989.

YILMAZ, O. Seismic data processing: *Soc. Expl. Geophys*, v. 2, 526 p., 1987.

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

ZALÁN, P. V., OLIVEIRA, J. A. B. Origem e Evolução Estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 13(2):269-300. 2005.

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