



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Thiago Rodrigues de Mattos

**Análise da Deformação e Evolução Estrutural 3D da Sequência de
Calcários Albianos da Bacia de Campos**

Rio de Janeiro

2020

Thiago Rodrigues de Mattos

**Análise da Deformação e Evolução Estrutural 3D da Sequência de Calcários Albianos da
Bacia de Campos**

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geologia Estrutural, Análise de Bacias, Geofísica e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Webster Ueispass Mohriak

Coorientador: Prof. Dr. Rogério de Araújo Santos

Rio de Janeiro

2020

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

M444 Mattos, Thiago Rodrigues de.
Análise da Deformação e Evolução Estrutural 3D Calcário Albiano da
Bacia de Campos / Thiago Rodrigues de Mattos. – 2020.
118 f.: il.

Orientador: Webster Ueispass Mohriak.
Coorientador: Rogério de Araújo Santos.
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro,
Faculdade de Geologia.

1. Geologia estrutural – Campo, Bacia de (RJ e ES) – Teses. 2. Fraturas (Geologia) – Imagem tridimensional – Campos, Bacia de (RJ e ES) – Teses. 3. Sismologia – Campos, Bacia de (RJ e ES) – Teses. 4. Hidrocarbonetos – Campos, Bacia de (RJ e ES) – Teses. I. Mohriak, Webster Ueispass. II. Santos, Rogério de Araújo. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 551.243(815.2/.3)

Bibliotecária responsável: Taciane Ferreira da Silva / CRB-7: 6337

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Thiago Rodrigues de Mattos

**Análise da Deformação e Evolução Estrutural 3D da Sequência de Calcários Albianos da
Bacia de Campos**

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geologia Estrutural, Análise de Bacias, Geofísica e Recursos Minerais.

Aprovada em 09 de Dezembro de 2020.

Coorientador: Prof. Dr Rogério de Araújo Santos

Universidade Federal Fluminense

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Webster Ueispas Mohriak (Orientador)

Faculdade de Geologia – UERJ

Dr. Delzio de Lima Machado Junior

EXP/PE/AB – Petrobras

Prof. Dr. Hernani Aquini Fernandes Chaves

Faculdade de Geologia – UERJ

Rio de Janeiro

2020

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha mãe, Lilia M. Rodrigues da Costa de Mattos, incansável na
minha formação acadêmica e como ser humano.

AGRADECIMENTOS

Venho em especial reconhecer e agradecer aos meus pais que sempre me apoiaram, sendo sempre minha inspiração de ser humano e profissional.

Ao amor e carinho que minha esposa e filha dedicaram nestes dois anos, sem o qual este trabalho não teria conclusão.

Agradecer em especial ao meu orientador, professor Webster Ueispass Mohriak (UERJ), e ao meu co-orientador Rogério de Araújo Santos (UFF-PETROBRAS), pelas ideias e dedicada orientação.

Enaltecer o apoio do pessoal do CENPES/PDIEP/GEG (PETROBRAS), em especial a Jorge André Braz de Souza, por permitir e suportar o estudo.

Gratidão ao colega de profissão e amigo Rômulo de Campos Stohler (RES/TR/GMR) pelo apoio, discussão e suporte técnico incansável para a realização do estudo.

Assim como a compreensão da gerência RES/DND/LTE (PETROBRAS), onde trabalho, e em especial ao geofísico Rodrigo Pontes pelo apoio e suporte técnico.

Reconhecer o apoio gerencial do Fabricio Colombo Tezini, à época da aprovação do mestrado, o qual suportou minha ausência quando necessário estar presente às aulas na Uerj. Agradecer ao atual gerente, Fagner Oliveira de Almeida que continuou suportando a conclusão do trabalho.

Gostaria de agradecer ao Delzio de Lima Machado Junior, Consultor da Petrobras, pela ajuda no entendimento regional do estudo e pelas discussões técnicas da área.

Agradeço, por fim, os profissionais da Schlumberger: Assef Hussein e Marcelo Alvarenga, pela expertise na aplicação e uso do módulo GFM do PETREL.

A imaginação é mais importante que a ciência, porque a ciência é limitada, ao passo que a imaginação abrange o mundo inteiro

Albert Einstein

RESUMO

MATTOS, Thiago Rodrigues de. **Análise da Deformação e Evolução Estrutural 3D da Sequência de Calcários Albianos da Bacia de Campos**. 2020. 118 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

A exploração *offshore* de hidrocarbonetos no SE do Brasil, descobriu com sucesso acumulações e campos produtores de petróleo em estratos do Cretáceo Inferior. Estes reservatórios, usualmente, foram deformados por deslizamentos gravitacionais resultantes da movimentação do sal Aptiano. Linhas sísmicas bidimensionais (2D) da Bacia de Campos, SE Brasil, e um volume tridimensional (3D) em escala de reservatório foram utilizados para modelar a evolução estrutural regional da sequência albiana, bem como em escala de reservatório. A área de estudo é interpretada como sendo um reservatório carbonático naturalmente fraturado, deformado pela tectônica *raft*, resultante de reativações tectônicas do Cenozoico. Este estudo teve como foco compreender a evolução regional estrutural, visando definir os principais condicionantes do fraturamento (tensões, propriedades mecânicas, etc.). Foi empregado para tal a metodologia de Modelagem Geomecânica *Forward* 3D (GFM - *Geomechanical Forward Modeling*). Partindo de dados limitados ou análogos, pode-se gerar diversos cenários estruturais possíveis, respeitando as condições de contorno impostas. A modelagem *GFM* depende principalmente das propriedades mecânicas dos materiais e da história evolutiva da região, permitindo modelar a evolução temporal da deformação, identificando diferentes eventos tectônicos que possam ter originado estruturas deformacionais com características distintas. Assim o conhecimento tectono-estrutural auxilia na construção de modelos geológicos e propriedades de predição de fraturas 3D que possam suportar o gerenciamento da produção, mitigando o risco de reativação de falhas, propagação de fraturas hidráulicas através da injeção de fluidos durante o desenvolvimento da jazida de petróleo. O presente trabalho demonstra que a modelagem geomecânica *forward* apresenta correlação com os eventos regionais interpretados, de acordo com o modelo de evolução regional, mostrando ser uma ferramenta robusta para previsão confiável das características mecânicas do reservatório, bem como da distribuição e evolução temporal das fraturas.

Palavras-chave: Fraturas. Carbonato albiano. Tectônica *raft*. Modelagem estrutural. Geomecânica. Sísmica.

ABSTRACT

MATTOS, Thiago Rodrigues de. **3D Structural Evolution and Deformation Analysis on Albian Limestones Sequences of the Campos Basin**. 2020. 118 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

The offshore exploration of hydrocarbons in the SE of Brazil has successfully discovered accumulations and oil-producing fields in strata of the Lower Cretaceous. Gravitational landslides resulting from the movement of Aptian salt usually deformed these reservoirs. Two-dimensional (2D) seismic lines from the Campos Basin, SE Brazil, and a three-dimensional (3D) volume on a reservoir scale were interpreted to model the regional structural evolution of the Albian sequence, as well as on a reservoir scale. The study area is a naturally fractured carbonate reservoir, deformed by the raft tectonics, resulting from Cenozoic tectonic reactivations. This study focused on understanding the regional structural evolution to define the main conditions for fracturing (stresses, mechanical properties, etc.). For this purpose, the 3D Forward Geomechanical Modeling (GFM - Geomechanical Forward Modeling) methodology is applied. Starting from limited data it is possible to generate several possible structural scenarios, respecting the boundary conditions imposed. The GFM modeling depends mainly on the mechanical properties of the materials and the evolutionary history of the region, allowing modeling the temporal evolution of the deformation, identifying different tectonic events that may have originated deformational structures with different characteristics. Thus, tectonic-structural knowledge helps in the construction of geological models and 3D fracture prediction properties that can support production management, mitigating the risk of reactivation of failures, propagation of hydraulic fractures through the injection of fluids during the development of the deposit. Petroleum. The present work demonstrates that the forward geomechanical modeling correlates with the interpreted regional events, according to the regional evolution model, showing that it is a robust tool for reliable prediction of the reservoir's mechanical characteristics, as well as the distribution and temporal evolution of fractures.

Keywords: Fractures. Albian carbonates. Tectonic Raft. Structural modeling. Geomechanical. Seismic.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa da reconstrução tectônica, pré-deriva continental.....	15
Figura 2 –	Imagem de afloramento análogo ao reservatório naturalmente fraturado.....	16
Figura 3 –	Mapa estrutural do embasamento da Bacia de Campos.....	17
Figura 4 –	Localização dos poços e volumes sísmicos utilizados.....	20
Figura 5 –	Poço tipo com perfis elétricos e marcadores regionais.....	21
Figura 6 –	Fluxograma apresentando as etapas realizadas.....	22
Figura 7 –	Fluxograma da interpretação sísmica realizada.....	22
Figura 8 –	A figura apresenta uma seção 2D em profundidade, exemplificando a interpretação regional, apoiada pelos marcadores estratigráficos interpretados no poço tipo.....	24
Figura 9 –	Restauração estrutural, deformação intra-camada.....	25
Figura 10 –	Localização da Bacia de Campos e área alvo de estudo.....	28
Figura 11 –	Mapa de localização, acumulações de óleo e gás na bacia de Campos.....	29
Figura 12 –	Reconstrução palinspática do Gondwana.....	31
Figura 13 –	Modelo de formação do Oceano Atlântico.....	32
Figura 14 –	Modelo de rifteamento por afinamento crustal assimétrico, cisalhamento simples.....	33
Figura 15 –	Modelo de abertura do Atlântico Sul, de sul para norte.....	34
Figura 16 –	Principais compartimentos estruturais da Bacia de Campos.....	37
Figura 17 –	Seção geológica regional da Bacia de Campos e em seção sísmica interpretada.....	38
Figura 18 –	Seção geológica esquemática da Bacia de Campos com seus principais elementos estruturais e estratigráficos.....	39
Figura 19 –	Carta estratigráfica da Bacia de Campos.....	40
Figura 20 –	Recorte do diagrama estratigráfico da fase ritfe da Bacia de Campos.....	41
Figura 21 –	Recorte do diagrama estratigráfico da fase pós-ritfe da Bacia de Campos..	42
Figura 22 –	Recorte do diagrama estratigráfico da fase drifte da Bacia de Campos.....	43
Figura 23 –	Carta estratigráfica da Bacia de Campos.....	44
Figura 24 –	Modelo de formação de sais em bacia restrita.....	46

Figura 25 – Seção geológica demonstrando a importância do sal na indústria petrolífera.....	48
Figura 26 – Estruturas formadas pela movimentação do sal.....	51
Figura 27 – Parâmetros estruturais de uma falha normal.....	52
Figura 28 – <i>Rollover</i> gerado por falha lístrica.....	53
Figura 29 – Estruturas geradas em ambiente distensivo durante o descolamento da camada de sal.....	54
Figura 30 – Ilustração da tectônica de <i>rafts</i> , durante a distensão <i>thin-skinned</i>	56
Figura 31 – Bloco diagrama com o campo de esforços típicos na tectônica de <i>rafts</i>	57
Figura 32 – Modelo de evolução tectônica e estratigráfica dos <i>rafts</i>	58
Figura 33 – Seção geológica conceitual da Bacia de Campos.....	59
Figura 34 – Seção geológica da parte central da Bacia de Campos.....	60
Figura 35 – Seção geológica do <i>raft</i> interpretado.....	61
Figura 36 – Seção geológica com as falhas do embasamento.....	62
Figura 37 – Modelo conceitual da fase de desenvolvimento de <i>rafts</i>	64
Figura 38 – Seção em profundidade com os horizontes sísmicos mapeados nas linhas 2D.....	66
Figura 39 – Seção em profundidade com os principais horizontes sísmicos mapeados no volume 3D.....	67
Figura 40 – Identificação de redes de fratura, reservatórios carbonáticos.....	68
Figura 41 – Rede de fraturas devido ao dobramento por domo de sal.....	69
Figura 42 – Rede de falhas em seção sísmica, geradas possivelmente pelo comportamento rúptil em resposta ao arqueamento da estrutura, resultante da queda das paredes de sal laterais ao reservatório de maneira passiva.....	70
Figura 43 – Principais tipos de estilólitos.....	71
Figura 44 – Processo de estilolitização.....	72
Figura 45 – A) Base do Sal, B) Cenomaniano – Neoalbiano.....	75
Figura 46 – Seção com as principais fácies sísmicas e sequências sedimentares interpretadas, assim como as falhas que afetam a área interpretada.....	77
Figura 47 – Mapa com as principais falhas regionais e que afetam a área interpretada.....	78
Figura 48 – Seção0258_2D_SPEC_BM_C.0258-3260.MIG_FIN.110.....	79

Figura 49 – Interpretação das falhas do reservatório em mapa.....	81
Figura 50 – Interpretação das falhas do reservatório em seção sísmica.....	82
Figura 51 – Modelo 3D gerado a partir dos horizontes e falhas interpretados.....	83
Figura 52 – Arcabouço estrutural 3D modelado.....	84
Figura 53 – Exemplo de Restauração Estrutural 3D.....	85
Figura 54 – Estruturas utilizadas na modelagem e o Workflow da Modelagem GFM.....	88
Figura 55 – Fluxo da simulação de evolução das estruturas no tempo geológico.....	89
Figura 56 – Simulação do processo de soterramento.....	90
Figura 57 – Arcabouço estrutural 3D do reservatório carbonático.....	91
Figura 58 – Restauração estrutural 3D do reservatório.....	92
Figura 59 – Comparação 1D e 3D entre as espessuras observadas e modeladas.....	93
Figura 60 – Comparação 1D os módulos de Young.....	94
Figura 61 – Deformação volumétrica, compactação/redução da porosidade.....	96
Figura 62 – Gráfico da envoltória de ruptura.....	97
Figura 63 – Deformação cisalhante, intensidade de fraturas.....	98
Figura 64 – Deformação cisalhante versus eventos geológicos.....	99
Figura 65 – Controle de qualidade, pontos do modelo versus pontos de dados de poços.....	100
Figura 66 – Discretização do fraturamento durante a evolução temporal.....	102
Figura 67 – Intensidade do fraturamento.....	104
Figura 68 – Modelo DFN- Intensidade de Fraturas.....	105
Figura 69 – Modelo DFN - Intensidade de Fraturas.....	106
Figura 70 – Modelo DFN - Permeabilidade vertical.....	107
Figura 71 – Modelo estrutural regional, demonstrando a evolução estrutural da seção do albio, assim como toda estratigrafia interpretada.....	109
Figura 72 – Seções sísmicas destacando a separação das jangadas.....	111
Figura 73 – Mapa estrutural das falhas regionais e do reservatório.....	112

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1– Cálculo da intensidade de fraturas para cada evento.....	100
---------------------------------------------------------------------	-----

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	14
1	PROBLEMA, OBJETIVO E MOTIVAÇÃO	16
2	MATERIAL	19
2.1	Dado Sísmico	19
2.2	Poços	20
3	MÉTODOS	22
3.1	Interpretação e análise estrutural regional	22
3.2	Modelagem Estrutural	23
3.3	Modelagem de Processos Geomecânicos	25
4	CONTEXTO GEOLÓGICO	27
4.1	Bacia de Campos	27
4.2	Evolução Tectono-Sedimentar	30
4.3	Arcabouço Estrutural	36
4.4	Estratigrafia	38
4.4.1	<u>Formação Quissamã</u>	43
4.5	Domínios Tectônicos à Tectônica do Sal	44
5	TECTÔNICA DO SAL	46
5.1	Modelo de Formação Evaporítico	46
5.2	Densidade do Sal	49
5.3	Viscosidade do Sal	49
5.4	Condutividade Térmica	49
5.5	Estruturas Halocinéticas	50
5.6	Estruturas de sobrecarga	51
5.7	Tectônica Raft	55
6	CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO	59
6.1	Geologia Estrutural	59
6.1.1	<u>Domínio Estrutural</u>	59
6.1.2	<u>Embasamento</u>	61
6.1.3	<u>Plataforma Carbonática</u>	63
6.2	Estratigrafia da área	65

6.3	Reservatório Carbonático Naturalmente Fraturado.....	67
6.4	Estilólitos e Juntas.....	70
7	ANÁLISE ESTRUTURAL E ESTRATIGRÁFICA.....	73
7.1	Interpretação Sísmica dos horizontes.....	73
7.1.1	<u>Base do Sal.....</u>	74
7.1.2	<u>Topo do Cenomaniano - Neoalbiano.....</u>	74
7.2	Feições Estruturais Regionais.....	78
7.3	Análise estrutural-estratigráfica da Plataforma Carbonática.....	79
8	MODELAGEM ESTRUTURAL 3D.....	83
9	RESTAURAÇÃO ESTRUTURAL 3D.....	85
10	MODELO GEOMECÂNICO FORWARD 3D (GFM)	87
10.1	Restauração Estrutural.....	91
10.2	Simulação 1D/3D.....	93
11	RESULTADOS GFM.....	95
12	DISCUSSÕES.....	108
12.1	Evolução Tectônica do <i>Raft</i>.....	108
12.2	Sistema de Falhas do <i>Raft</i>.....	110
12.3	Deformação e Evolução 3D do <i>Raft</i>.....	113
	CONSIDERAÇÕES FINAIS	114
	REFERÊNCIAS	115

INTRODUÇÃO

Calcários têm importância expressiva no cenário mundial de hidrocarbonetos, sendo estimado que 60% das reservas de petróleo e 40% das reservas de gás encontram-se nestes reservatórios (SCHLUMBERGER, 2016).

Os reservatórios carbonáticos da seção albiana do Grupo Macaé têm grande importância no contexto produtivo do *offshore* da Bacia de Campos, grande província petrolífera nacional. O início da exploração de hidrocarbonetos (HC) na bacia deu-se nesses depósitos do durante a década de 1970 com a descoberta do Campo de Garoupa. Os reservatórios são compostos por *grainstones* e *packstones* oolíticos e oncolíticos, depositados em contexto de plataforma rasa, que formaram bancos paralelos à linha de costa (Guardado *et al.* 1989; Spadini *et al.* 1992). Afloramentos desta seção são raros, mas podem ser encontrados na região costeira da Bacia de Sergipe, representam um exemplo de sedimentação carbonática relacionada à fase drifte, durante a abertura do oceano Atlântico Sul. As pedreiras Carapeba e Brejo exibem os melhores afloramentos *onshore* da seção carbonática drifte em toda margem continental brasileira (Turbay *et al.*, 2013).

A característica principal dos campos de petróleo com reservatórios carbonáticos de idade albiana associa-se com a tectônica de sal, responsável por falhas lítricas, que geram jangadas (*rafts*) quando os corpos de carbonatos ficam separados durante o processo de extensão da camada pós-sal (Duval *et al.* 1992).

A tectônica de *rafts* foi reconhecida pela primeira vez por Burollet *et al.* (1975), como um estilo estrutural distinto na Bacia de Kwanza em Angola, no sudoeste da África (Duval & Jackson *et al.* 1992). Aspectos desta tectônica tornaram-se familiares para os geólogos de petróleo que trabalham nas duas margens do Atlântico Sul (Figura 1) (Tavares *et al.* 2007). A área estudada tem boa parte de sua produtividade ligada ao fraturamento natural, resultado de uma estruturação derivada da tectônica de *rafts*. Esta disposição se origina pela movimentação dúctil do sal abaixo desta plataforma, gerando fragmentos isolados (conhecidos como *turtlebacks* ou “cascos de tartarugas”) deslocados de sua posição original à plataforma.

Para áreas com sua produtividade relacionada às fraturas, a busca pela previsibilidade e caracterização do fraturamento natural é necessário para a otimização do fator de recuperação. Este trabalho visa incorporar novas tecnologias de análise estrutural e modelagem geomecânica, assim como interpretações regionais que suportem tais modelos, de modo a lidar com a

1. PROBLEMA, OBJETIVO E MOTIVAÇÃO

A área de estudo possui HC acumulados em reservatórios carbonáticos naturalmente fraturados (Figura 2) resultante da tectônica de *rafts* de idade albiana e localizadas na porção central da Bacia de Campos. Trapas mistas garantem estas acumulações, sendo especialmente prolíferas as acumulações descobertas desde a década de 80 na Bacia de Campos, notadamente na região do Alto de Cabo Frio (Guardado *et al.* 1989).

Figura 2 - Imagem de afloramento análogo ao reservatório naturalmente fraturado.



Legenda: A imagem apresenta afloramento de rocha calcária e seu padrão de fraturamento natural em diferentes escalas, com características análogas a área estudada.

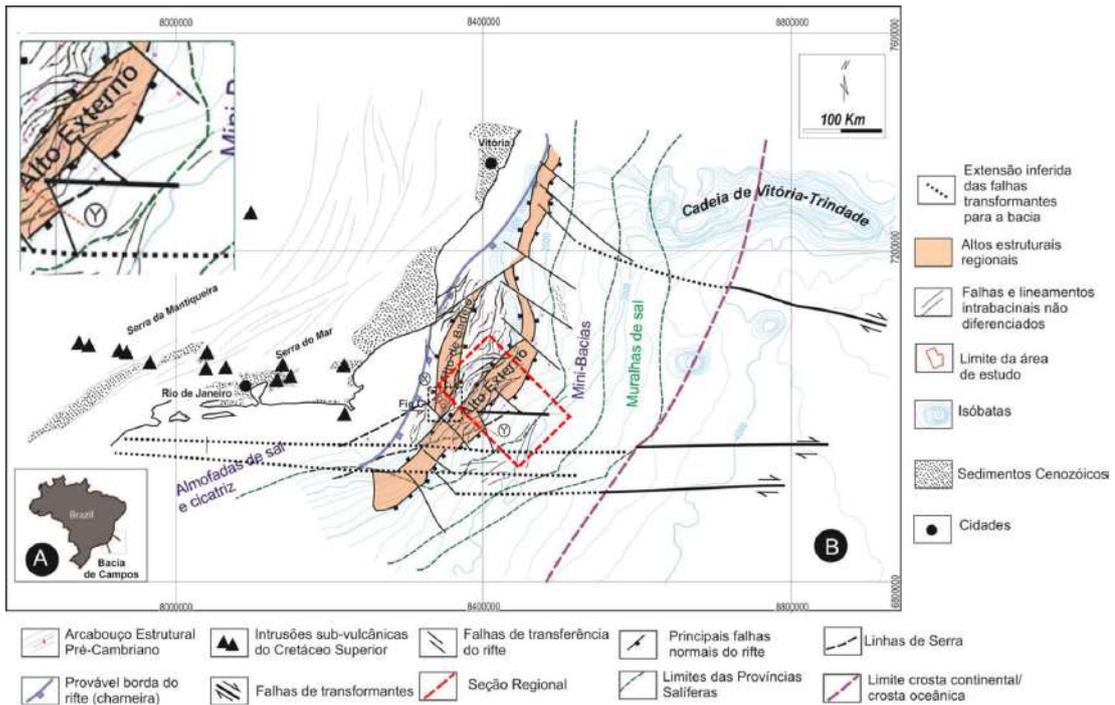
Fonte: SCHLUMBERGER, 2019, adaptada pelo autor, 2020.

A estratigrafia e sedimentologia dessas acumulações na Bacia de Campos foram estudadas por diversos autores, com foco em diversos campos de petróleo. Na área pode-se definir um modelo conceitual de paleoplateforma, onde predominam fácies calcárias de alta energia (oólitos), formadas na borda desta plataforma (Machado Jr *et al.*, 2005).

A área de estudo encontra-se no domínio do alto externo, onde observa-se regionalmente uma direção de falhas do embasamento com direção predominante de NE-SW (Figura 3). As falhas associadas ao fluxo de sal apresentam direções variadas, de NE-SW a leste-oeste, gerando jangadas que deslizam para a região de águas profundas. Estes fragmentos da

plataforma carbonática original são oriundos do deslocamento da camada evaporítica aptiana no contexto extensional da Bacia. Como consequência do fluxo do pacote evaporítico dúctil em direção ao centro da bacia, formam-se trapas estruturais, onde predominam almofadas de sal, *rollers* e cicatrizes de sal, processo que gerou intenso fraturamento no reservatório.

Figura 3 - Mapa estrutural do embasamento da Bacia de Campos.



Legenda: O mapa apresenta a estruturação do embasamento da Bacia de Campos, em vermelho esta destacada a área de estudo e seu contexto estrutural regional.

Fonte: De ARAÚJO M.N.C., 2008 (Relatório interno Petrobras).

Estes reservatórios fraturados possuem sua modelagem estrutural 3D geralmente baseada em planos de falha, rejeitos de falha e zona de dano do entorno da falha. Estas informações, em conjunto com um modelo estrutural 3D, são calibradas com dados de testemunhos e perfis de poços para caracterizar o fraturamento.

Novas tecnologias de análise estrutural visam melhorar a representação dos efeitos regionais na construção de um modelo preditivo robusto. A reconstrução estrutural 3D e a modelagem GFM 3D mostram-se capazes de incorporar direcionadores do campo de tensões regionais para o modelo 3D, assim como a intensidade de fraturamento local (Souza *et al.*, 2012).

O estudo objetiva construir um modelo regional de evolução estrutural, utilizando interpretação de dados sísmicos 2D e 3D (horizontes, falhas, mapas de fácies, mapas de

espessura) para geração de modelos estruturais conceituais, aferição e auxílio na modelagem geomecânica GFM 3D *forward* (Lefranc *et al.*, 2014).

A caracterização da evolução tectono-estrutural é fundamental na construção de modelos de fratura DFN (*Discrete Fracture Network*) que possibilitem a predição de fraturas e sua frequência, considerando as propriedades mecânicas das rochas. Essa metodologia permite o ajuste aos dados de teste dinâmico e histórico de produção para acumulações no contexto estrutural, além de possibilitar a redução do possível risco de reativação de falhas e a propagação de fraturas hidráulicas por injeção de fluidos.

2. MATERIAIS

O trabalho baseou-se na análise e interpretação de dados sísmicos 2D e 3D, apoiado por dados de poços localizados na parte central da Bacia de Campos. Esses dados sísmicos e de poços foram fornecidos através de convênio com a Agência Nacional de Petróleo (ANP).

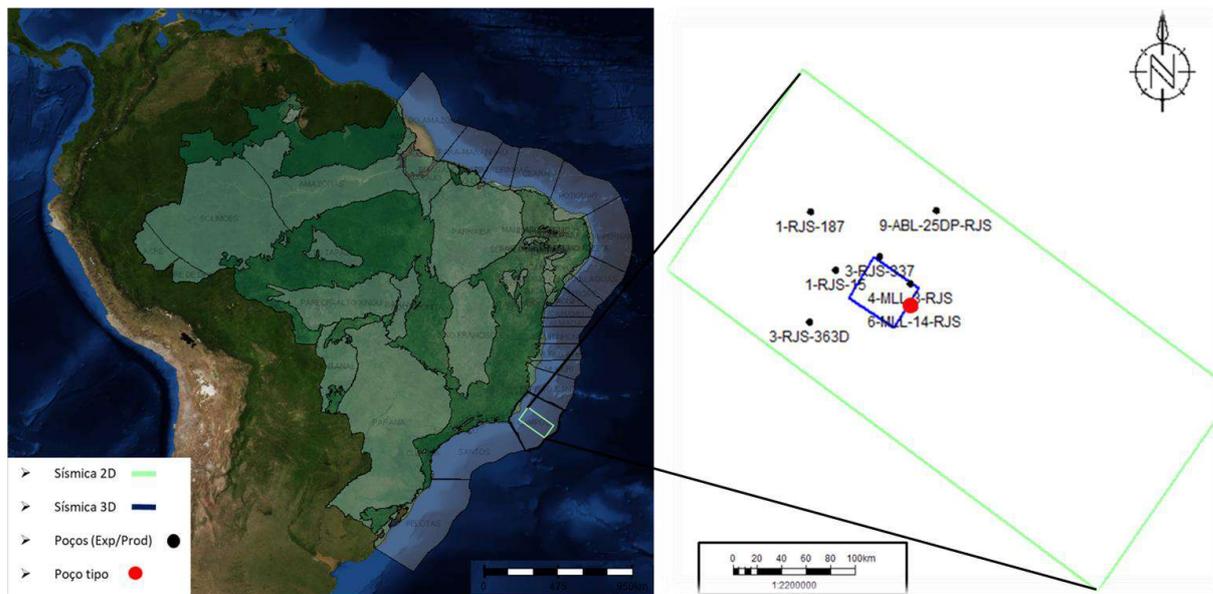
O estudo foca a análise estrutural e deformacional de um *raft* carbonático albio deformado por deslizamento gravitacional, resultado das movimentações da camada de sal neoaptiana.

2.1 Dado Sísmico

O material de estudo é composto por volumes 3D e linhas sísmicas 2D (domínio do tempo), adquiridos junto a ANP. O dado sísmico utilizado no estudo regional é público e referente ao volume 0258_2D_SPEC_BM_C (do qual foram interpretados aproximadamente 160 km²) e posteriormente convertidos para profundidade (com modelo de velocidade gerado para esta área). O volume 3D utilizado para a interpretação dos horizontes regionais na área de estudo é: R0255_MARLIM_ALTA_RES_1A_PSDM. Estes dados cobrem as principais estruturas albianas na área de estudo.

A Figura 4 demonstra a disposição espacial dos dados. Para a modelagem 3D geomecânica *forward* foram utilizadas interpretações em escala de reservatório na área de estudo.

Figura 4 - Localização dos poços e volumes sísmicos utilizados.



Legenda: Na imagem o contorno verde representa a área do volume interpretado das linhas 2D e em azul o volume 3D. Localizando a área interpretada na parte central da Bacia de campos.

Fonte: O autor, 2020.

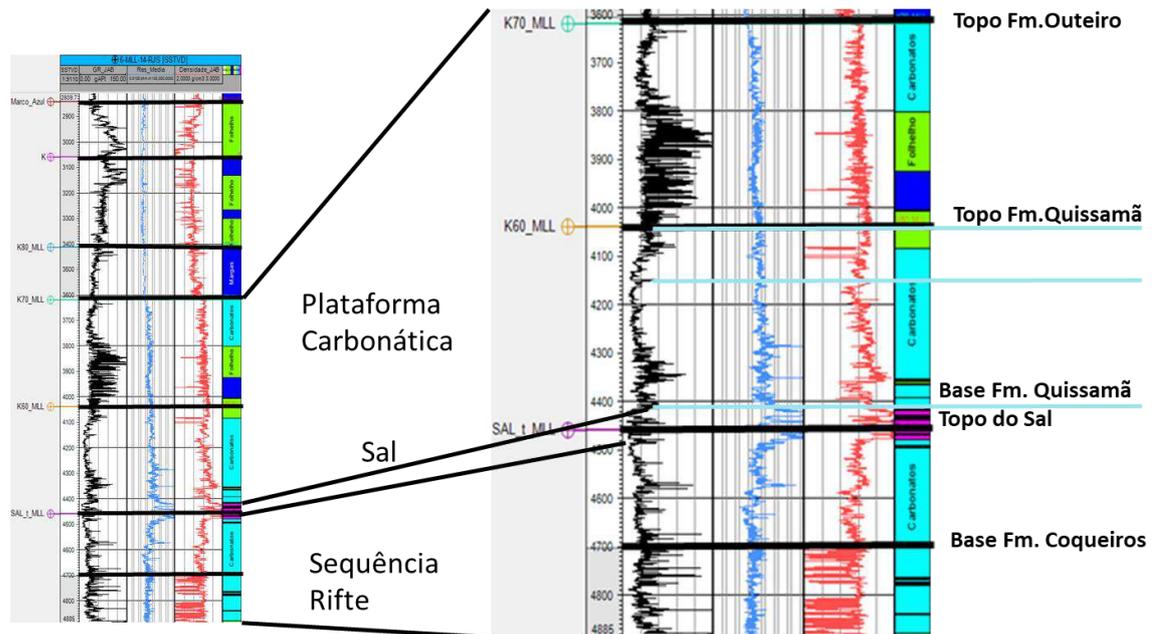
2.2 Poços

Os poços foram utilizados para suportar a correlação e interpretação estratigráfica dos horizontes.

Os poços selecionados possuem perfis convencionais elétricos de GR (*gama ray*), NPHI (*neutron log*), DT (*sonic-acoustic log*), resistividade. Também foram utilizados perfis litológicos e interpretações de fraturas, construídos com o auxílio de perfis de imagem, amostragens laterais e testemunhos, informações que auxiliaram na construção do modelo de velocidade e dos modelos estruturais.

Na Figura 5, é mostrado um poço com perfil e seção tipo da área, com perfis elétricos e litológico juntos, mostrando os marcadores cronoestratigráficos no poço e na seção sísmica, que separam as sequências rifte, evaporítica e a plataforma carbonática albiana.

Figura 5 - Poço tipo com perfis elétricos e marcadores regionais.



Legenda: Interpretação estratigráfica do poço tipo, com marcadores cronoestratigráficos utilizados para suporte da interpretação regional.

Fonte: O autor, 2020.

3. MÉTODOS

A metodologia aplicada no estudo é apresentada no fluxograma da Figura 6.

Figura 6 - Fluxograma apresentando as etapas realizadas.



Legenda: Sequência detalhada da metodologia proposta para o estudo.

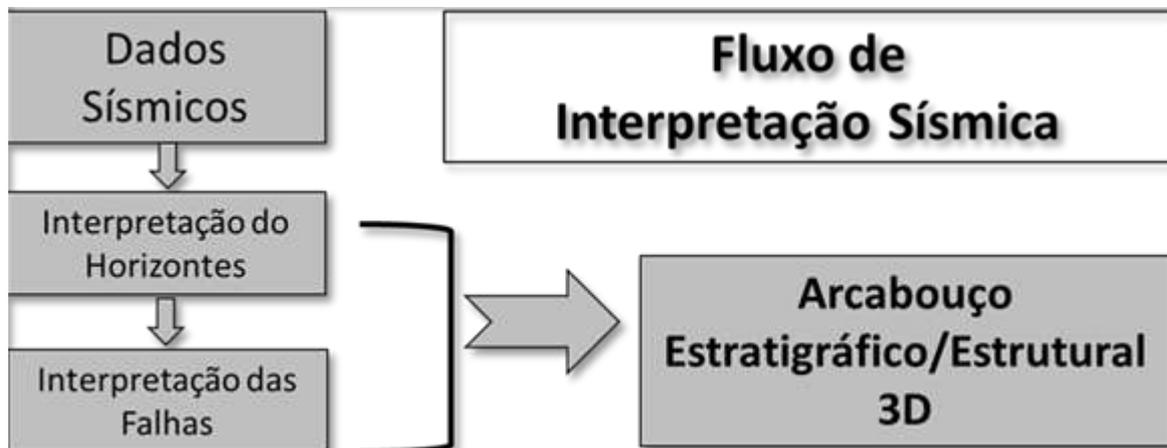
Fonte: O autor, 2020.

3.1 Interpretação e análise estrutural regional

A etapa de interpretação sísmica regional teve como foco mapear e interpretar a possível evolução estrutural de um *raft* carbonático albiano, com intuito de suportar o processo de modelagem geomecânica.

O trabalho parte do mapeamento das falhas que cortam e delimitam um arcabouço estratigráfico e estrutural tridimensional, que foi utilizado para a modelagem estrutural e geológica. Foram interpretados os principais marcadores e horizontes regionais em tempo para a confecção dos mapas necessários para interpretação da evolução tectono-sedimentar do reservatório (fluxograma na Figura 7).

Figura 7 - Fluxograma da interpretação sísmica realizada.



Legenda: Esquema simplificado do trabalho realizado na interpretação regional da área.

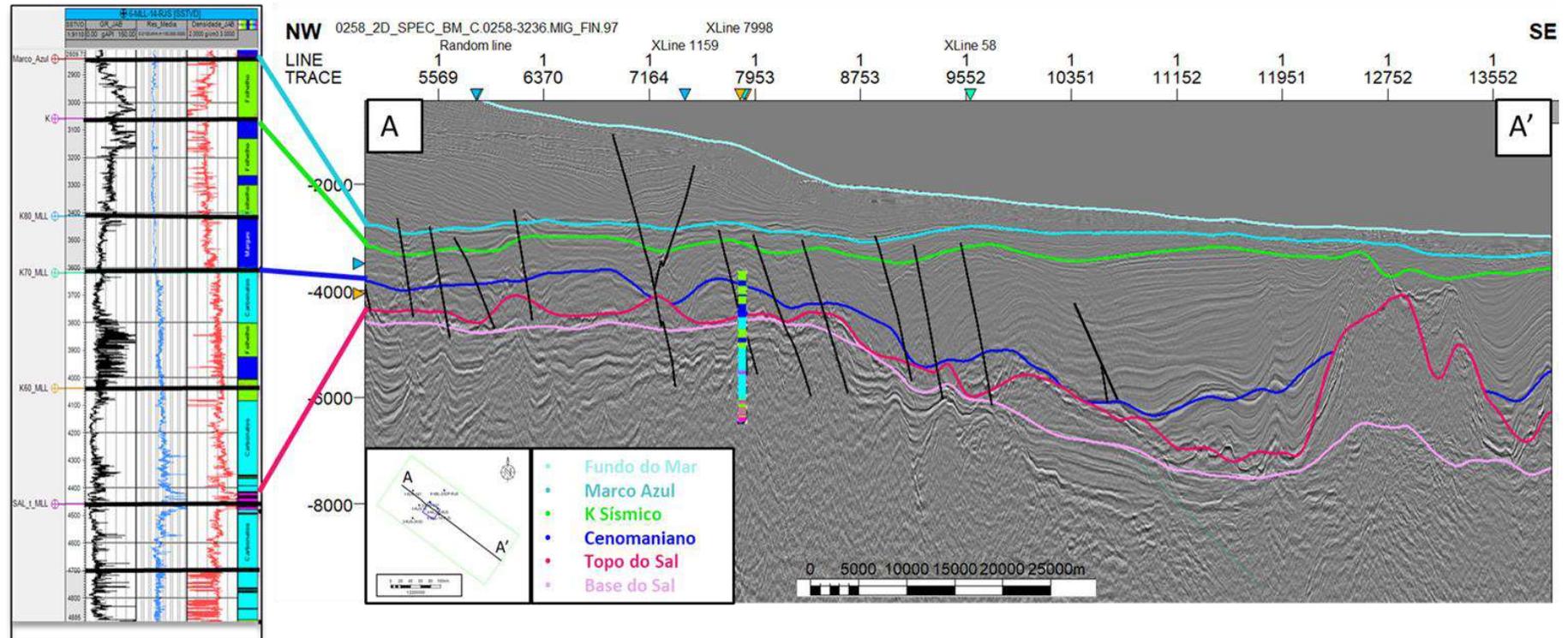
Fonte: O autor, 2020.

3.2 Modelagem Estrutural

A interpretação dos horizontes e falhas (Figura 8) forneceu o arcabouço para o modelo estrutural da área, fundamental para o estudo da evolução dos esforços, deformações e tensões em escala de bacia.

Em seguida, como insumo para a etapa de modelagem de processos, foi feita a restauração estrutural do reservatório, que empregou um modelo estrutural 3D detalhado com interpretações sísmicas refinadas para a escala de reservatório.

Figura 8 - A figura apresenta uma seção 2D em profundidade, exemplificando a interpretação regional, apoiada pelos marcadores estratigráficos interpretados no poço tipo.



Legenda: Horizontes e falhas interpretadas na seção 2D - 0258_2D_SPEC_BM_C.0258-165.MIG_FIN.61 com destaque para correlação da interpretação com a estratigrafia do poço tipo.

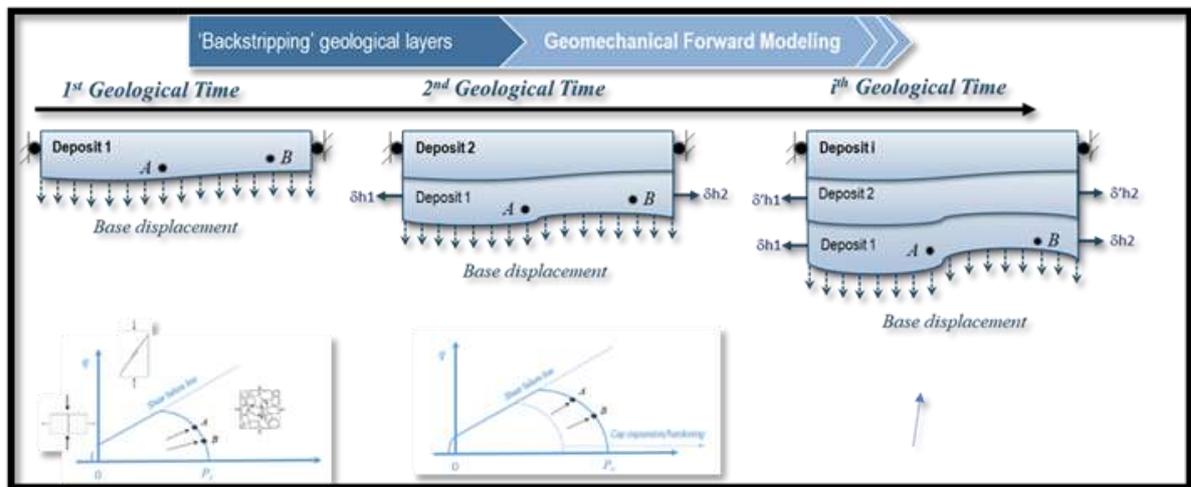
Fonte: O autor, 2020.

3.4 Modelagem de Processos Geomecânicos

Após a construção do modelo estrutural, as falhas e horizontes interpretados foram utilizados na etapa da restauração estrutural. Onde o processo utilizado simula a deformação de estruturas geológicas que são falhadas e dobradas em uma deformação elástica linear em um meio heterogêneo, anisotrópico e descontínuo, de modo a permitir sua descompactação. A restauração é realizada através da movimentação dos principais horizontes sobre uma superfície de referência plana (superfície de falha).

Na etapa da restauração são incorporados os efeitos do comportamento constitutivo na distribuição de deformações intra-camadas durante a deformação, para estimar a tensão e a deformação local (Figura 9). Para esse propósito, foi realizada a modelagem direta de elementos finitos, para simular a evolução de tensões e deformações em uma zona de interesse. As principais alterações morfológicas ocorridas na bacia foram então obtidas a partir das etapas definidas na restauração 3D.

Figura 9 - Restauração estrutural, deformação intra-camada.



Legenda: Processo relativo à reconstrução dos horizontes, necessário à etapa de modelagem geomecânica *forward*.

Fonte: SCHLUMBERGER, 2019 (Relatório interno).

O fluxo de trabalho e a abordagem fornecem meios adicionais para entender a evolução da tensão/deformação (*stress X strain*) de um sistema de subsuperfície durante o tempo geológico. Um dos principais benefícios dessa abordagem é a estimativa da geração de falhas e fraturas e da evolução das propriedades geomecânicas do reservatório, que não podem ser interpretadas puramente a partir de dados sísmicos, devido aos seus limites de resolução.

Analisando o campo de tensões regional, resultante da modelagem de processos geomecânicos, e comparando com o modelo tectônico regional gerado para a área, foi possível checar a coerência do modelo evolutivo 3D. Também foi possível validar se a modelagem é robusta o suficiente para avaliar a previsibilidade (resultado do modelo de fraturas naturais) produzida pela modelagem de processos adequada para suportar o ajuste de histórico de produção de campos de petróleo e outros estudos adicionais de reservatórios.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO

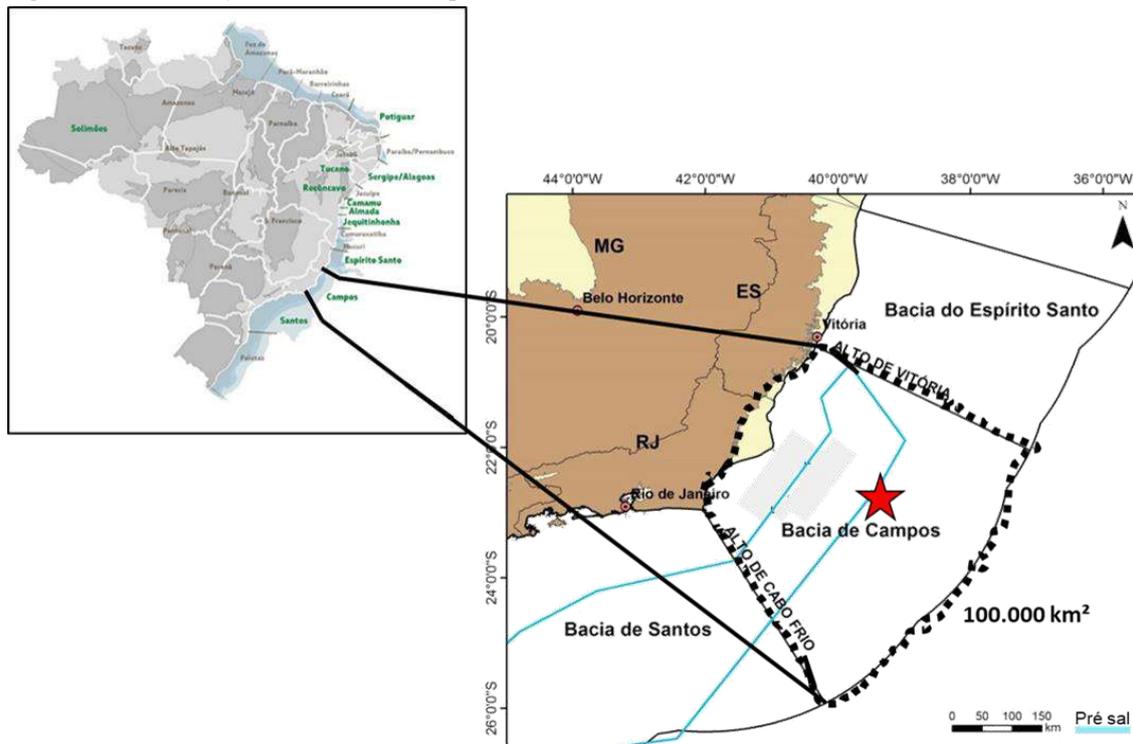
4.1 Bacia de Campos

A Bacia de Campos localiza-se na margem leste da Região Sudeste do Brasil, no litoral dos Estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo (Figura 10). Contempla uma área de aproximadamente 100.000 km² com apenas 500 km² de área emersa e se estende até a cota batimétrica de 3.400 m.

A Bacia é considerada de tipo margem divergente e sua evolução relaciona-se a um contexto geotectônico extensional, que se estabeleceu em razão da separação entre as placas tectônicas da América do Sul e da África. Seu registro geológico data desde o Eocretáceo até os dias atuais (Thomaz Filho, 2000; Dias *et al.* 1990).

Limita-se a sul com a Bacia de Santos pelo Alto de Cabo Frio e a norte com a Bacia do Espírito Santo pelo Alto de Vitória (Guardado *et al.* 2000). A área do estudo está localizada no litoral norte do Estado do Rio de Janeiro, distando 107 km do Cabo de São Tomé, em lâmina d'água (LDA) que varia de 780 m a 2.000 m

Figura 10 - Localização da Bacia de Campos e área de estudo



Legenda: Em preto a posição da bacia limitada por seus altos estruturais e em vermelho posição aproximada da área de estudo.

Fonte: O autor, 2020.

No final da década de 1950, a Petrobras realizou a aquisição de dados sísmicos 2D em águas rasas da Bacia de Campos e gravimétricos nas porções terrestre e águas rasas, que resultou na perfuração de um poço estratigráfico no Cabo de São Tomé (Sumário de bacias sedimentares ANP, 2015). No início da década 1970, iniciou-se uma campanha de perfuração de poços, até que em 1974 foi descoberto petróleo em rochas carbonáticas do Albiano, pelo poço 1-RJS-9A-RJ (Guardado *et al.* 1989; Mendonça *et al.* 2004).

A Bacia de Campos tem um extenso acervo de dados, resultado do esforço exploratório aplicado com grande quantidade de poços exploratórios, bem como densa malha sísmica, sendo a bacia sedimentar mais bem estudada do país. Grande parte dos trabalhos divulgados versam sobre sua evolução tectono-estrutural e seus sistemas petrolíferos (Guardado *et al.* 1989; Mohriak *et al.* 1990; Mello *et al.* 1994). Sua origem é associada à ruptura do supercontinente Gondwana no Cretáceo Inferior, como parte de um sistema complexo de riftes (Mohriak *et al.* 1989).

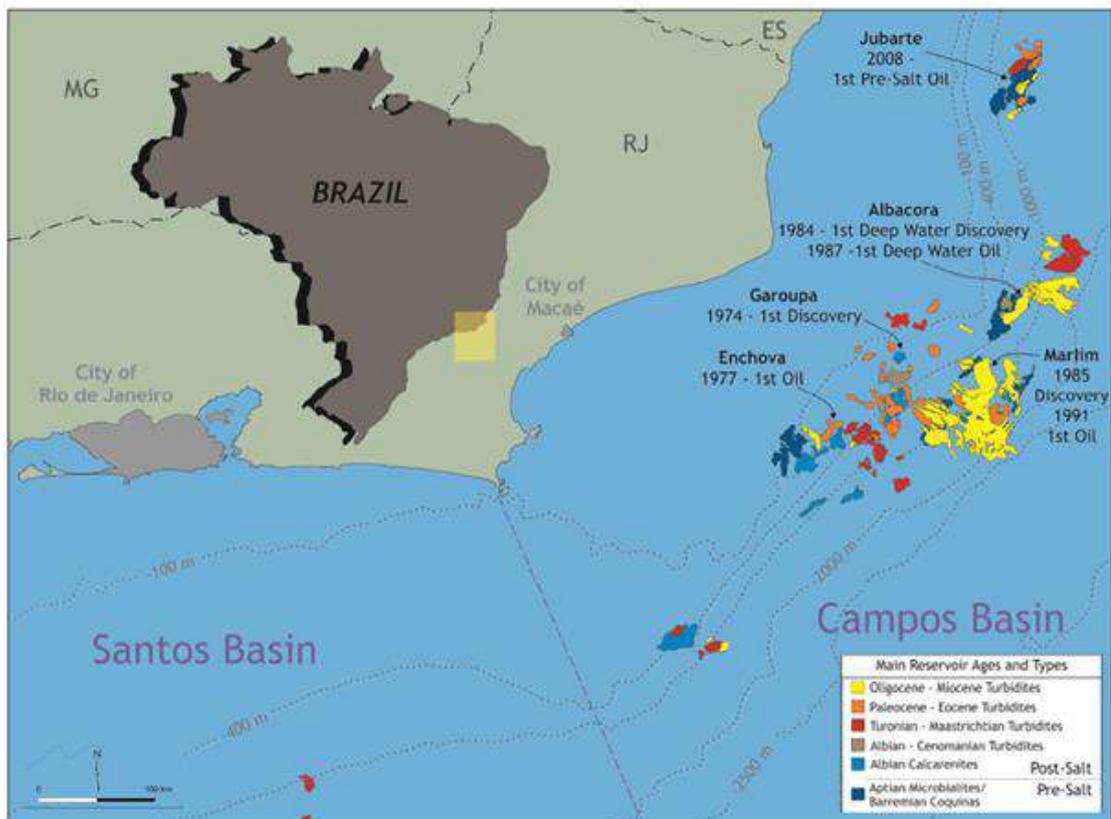
A importância econômica da bacia se destaca pelos diversos campos de petróleo descobertos desde a década de 70, em *plays* petrolíferos diversos, como reservatórios carbonáticos plataformais do Albiano, coquinas e *grainstones* da Formação Coqueiros,

turbiditos cretáceos a cenozoicos e em menor proporção, registra-se também a presença de reservatórios em basaltos fraturados (Bruhn *et al.* 2003) (Figura 11).

De acordo com o sumário geológico da ANP (2019), a bacia conta com 62 campos descobertos, sendo 51 em fase de produção, 6 em fase de desenvolvimento e 5 em devolução. Registram-se 24 blocos exploratórios em concessão (dezembro de 2018).

No mês de dezembro de 2018, a produção diária de petróleo na Bacia de Campos foi da ordem de 1,2 MBbl. (Milhões de barris) e a produção diária de gás natural da ordem de 23 Mm³) milhões de metros cúbicos. Neste mesmo mês, a seção pré-sal na Bacia de Campos foi responsável pela produção aproximada de 43.321 boe/dia.

Figura 11 - Mapa de localização, acumulações de óleo e gás na bacia de Campos.



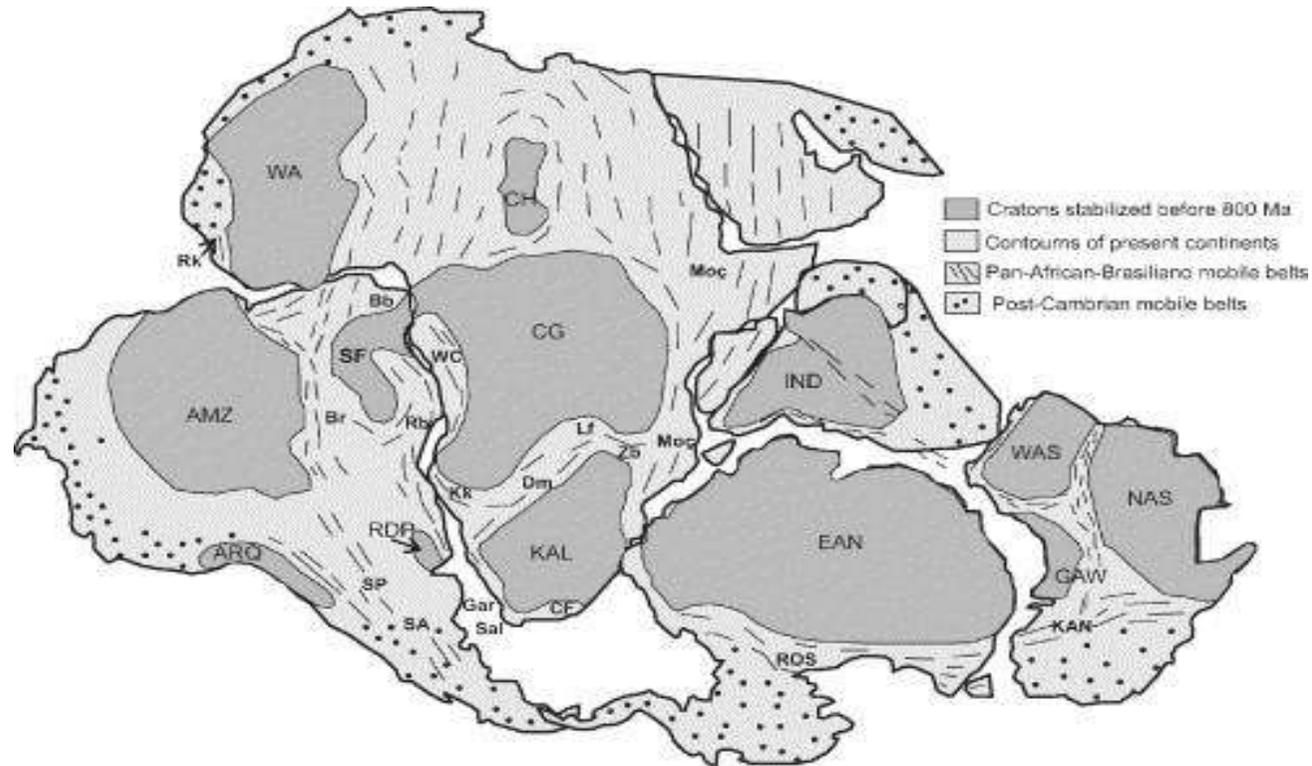
Legenda: Os campos são indicados por suas diferentes idades e ambiente sedimentar correspondente.
Fonte: BRUHN *et al.*, 2017. Adaptada pelo autor, 2020.

4.2 Evolução Tectono-Sedimentar

A Bacia de Campos é uma bacia do tipo margem passiva, sua gênese está relacionada ao rifteamento do paleocontinente Gondwana durante o Mesozóico (Mohriak, 2003) (Figura 12), e a subsequente abertura do Oceano Atlântico.

A quebra do Gondwana Ocidental e a consequente abertura do Oceano Atlântico Sul tiveram início no período Jurássico Superior / Cretáceo Inferior, proeminentemente ao sul do continente, de acordo com datações de anomalias magnéticas. Sua evolução teve avanço em direção à margem nordeste, brasileira (Rabinowitz & LaBrecque 1979; Chang *et al.* 1992; Heilbron *et al.* 2000). A conexão entre o Atlântico Sul e o Centro-Norte foi estabelecida através da zona de fraturas da margem equatorial na época albiana-turoniana (Koutsoukos *et al.* 1991).

Figura 12 - Reconstrução palinspática do Gondwana.



Legenda: Crátons - ARQ (Arequipa); AMZ (Amazonas); RDP (Rio de La Plata); SF (São Francisco); WA (Africa Oeste); CG (Congo); CH (Cherne); CH (Chad); KAL (Kalahari); EAN (Antártica Leste); IND (Índia); LI (Linguado); WAS (Austrália Oeste); GAW (Gawler); NAS (Austrália Norte).

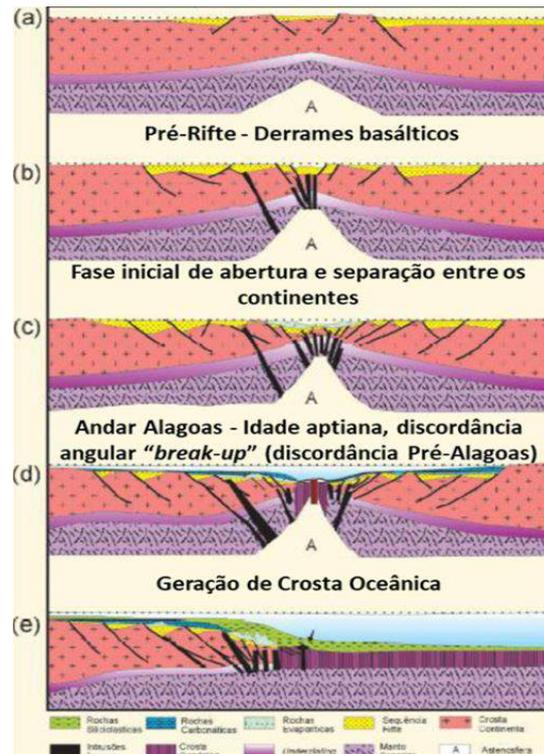
Cinturões Móveis - Sp (Serras Pampeanas); As (Serras Australes); Br (Brasília); Rb (Ribeira); Rd (Rio Doce); Bb (Borborema); Rk (Rokellides); Wc (Congo Oeste);

Kk (Kaoko); Gar (Gariép); Sal (Saldanaia); Cf (Cape Fold); Dm (Damara); Lf (Lufilian); Zb (Zambezi); Moç (Moçambique); Ros (Ross); Kan (Kannatoo).

Fonte: SCHMITT *et al.*, 2004.

O modelo tradicionalmente adotado para a formação do Oceano Atlântico se baseia nos conceitos de McKenzie (1978), que admite um estiramento simétrico da litosfera continental durante a fase rifte e uma posterior fase de subsidência termal, devido ao arrefecimento da anomalia térmica da astenosfera soerguida no processo de adelgaçamento da litosfera continental (Cainelli & Mohriak, 1999) (Figura 13).

Figura 13 - Modelo de formação do Oceano Atlântico.



Legenda: Diagrama esquemático mostrando a sequência de eventos durante a quebra do Gondwana e formação das bacias sedimentares de margem passiva da margem oriental brasileira. A linha pontilhada representa o lago e o nível do mar em diferentes estágios de evolução da bacia.

Fonte: CAINELLI & MOHRIAK, 1999. Adaptada pelo autor, 2020.

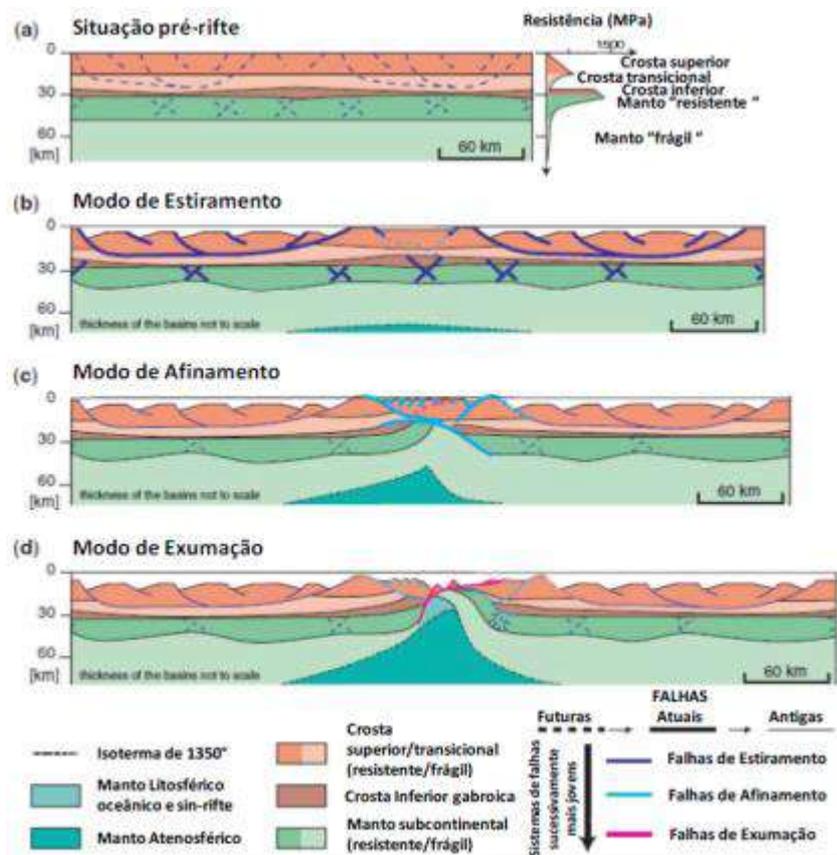
A abertura do Atlântico Sul possui alguns modelos discutidos como o de Wernikie (1981), que propõe estiramento crustal, resultante do afinamento da litosfera, de maneira assimétrica por cisalhamento simples, ao qual se associam grandes falhas de baixo ângulo que penetram no manto.

Outro modelo seria o de Manatschal *et al.* (2007). Este considera a influência dos contrastes reológicos entre camadas da litosfera continental no processo de estiramento e adelgaçamento. No início do estiramento litosférico, prevalece o cisalhamento puro, Mackenzie (1978) evoluindo para um regime de cisalhamento simples de Wernikie (1981). Com a evolução

do processo, o cisalhamento se concentra em uma zona de descolamento, que se estende da crosta superior até a descontinuidade de Mohorovicic (Moho). Nesta superfície, camadas mais profundas da litosfera podem ser expostas, até que o manto é trazido à superfície antes da inserção do centro de espalhamento oceânico, segundo o modelo inferido para margem distal da Ibéria (Figura 14, Lavier & Manatschal, 2006; Manatschal *et al.* 2007; Perón-Pindivic & Manatschal, 2008).

O rifte do Atlântico Sul atinge seu ápice intervalo Neojurássico — Eocretáceo. Este período tem correlação com o intenso vulcanismo basáltico do Etendeka, na África, e da Formação Serra Geral, no Brasil. (Mohriak, 2003).

Figura 14 - Modelo de rifteamento por afinamento crustal assimétrico, cisalhamento simples.

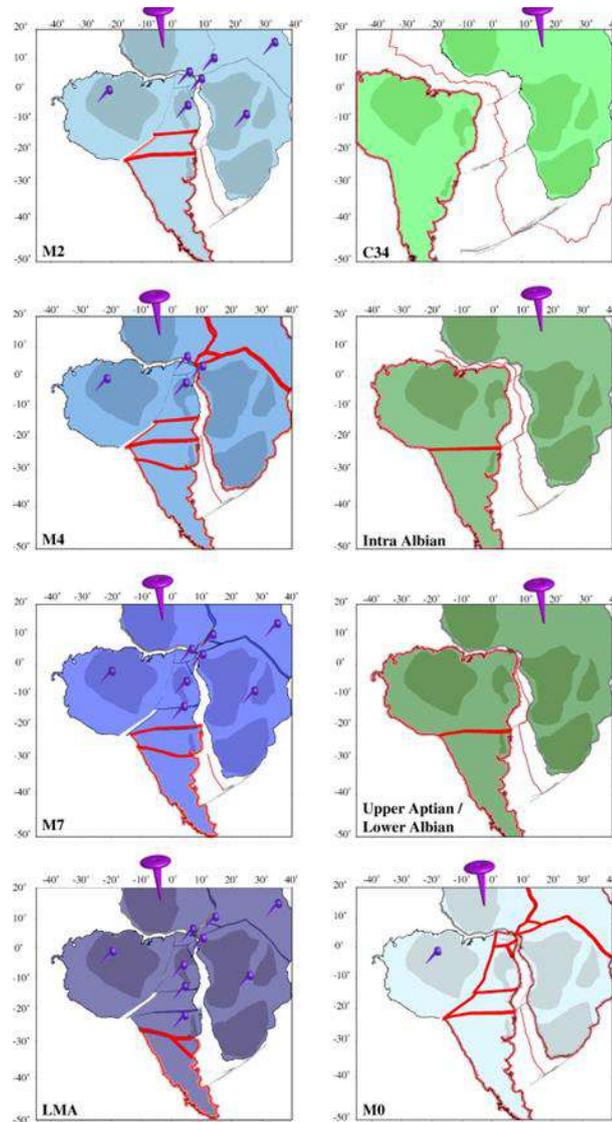


Legenda: Modelo do estiramento e afinamento litosférico, considerando os contrastes reológicos da litosfera, acompanhados da exumação do manto.

Fonte: MANTSCHAL *et al.*, 2007. Adaptada pelo autor, 2020.

Moulin *et al.* (2010) destaca a evolução do Atlântico Sul, de sul para norte, observado na Figura 15. As bacias da margem angolana e as da margem sudeste brasileira se posicionam no segmento central. Este segmento teria iniciado sua abertura no Eocretáceo e o centro de espalhamento teria se instalado ali após o Barremiano (Moulin *et al. op. cit.*).

Figura 15 – Modelo de abertura do Atlântico Sul, de sul para norte.



Legenda: Evolução inicial dos oceanos Equatorial e Atlântico Sul de ante-M9 a C34; LMA (~ 133 Ma), M7 (~ 132 Ma), M4 (130 Ma), M2 (127, 5 Ma), M0 (125 Ma), Aptiano Superior (112 Ma); Intra-albiano (106 Ma) e C34 (84 Ma). O bloco da África Ocidental é considerado a placa fixa (grande alfinete roxo). Os pequenos alfinetes roxos simbolizam que o bloco não se move em relação ao bloco da África Ocidental neste período. As grandes linhas vermelhas fornecem a localização da deformação intraplaca entre dois tempos. As costas das placas móveis estão sublinhadas em laranja.

Fonte: MOULIN *et al.*, 2010.

Com base em reconstruções tectônicas, baseadas em anomalias magnéticas (exemplo, M4 e M2), o Oceano Atlântico Sul pode ser dividido nos seguintes segmentos:

Segmento Austral: Entre o LMA e o M4, a abertura deste segmento começou a partir do derramamento maciço de lavas basálticas, na província do Paraná-Etendeka. As principais discontinuidades crustais, como os lineamentos NW na Bacia do Paraná, estão associadas a

enxames de diques no Arco de Ponta Grossa. Antes do M7 nas Bacias de Orange e Argentina, com deformação entre os blocos Salado e Argentino; esta deformação cessa em M7. Após o M7, a abertura ocorreu entre as Bacias de Walvis e Pelotas, com o início da movimentação do bloco do Rio de la Plata. Ao norte do Paraná e no bloco austral africano, os movimentos são muito pequenos neste período.

O bloco de Santos, entre M4 e até Aptiano, começou a seguir o movimento geral para oeste da parte sul da América do Sul, enquanto o bloco Rio de la Plata e o bloco Argentino-Salado estão conectados entre M4 e M2. O bloco de Santos desempenha o papel de um amortecedor cinemático entre os movimentos que criaram as bacias do Aptiano do Norte com sedimentos lacustres de rocha geradora rica, deposição de sal e as bacias vulcânicas do Sul, com fendas lacustres estreitas, não havendo deposição de sal a sul da Zona de Fratura de Florianópolis. No mesmo período e até o fim do Aptiano, o bloco da África Austral moveu-se ligeiramente para o nordeste, permitindo algum movimento extensional no Segmento Central. Ao norte da bacia de Santos, ocorreram movimentos de blocos, afetando a bacia do sal. Segundo Moulin *et al.* (2010) o período Aptiano ainda registra alguma deformação na região do Paraná.

Segmento central: O limite final do Aptiano / início do Albiano marcou o fim da deposição de sal e a abertura do segmento central e coincidiu com a segunda etapa de Guiraud e Maurin (1992). O Bloco de Santos está agora ligado à parte norte da placa do Atlântico Sule a abertura do segmento central implica um salto de crista para leste, muito próximo da costa africana, na Bacia do Kwanza Sul, permitindo uma primeira crista oceânica “contínua”, de Ascencion FZ ao norte, até o limite principal de Walvis e Rio Grande FZ ao sul. Com a formação do centro de espalhamento, o sistema da Bacia de Santos fica, portanto, do lado brasileiro. Entre M0 e o Aptiano Superior / Albiano Inferior, os diferentes blocos da parte norte da América do Sul moveram-se ligeiramente para alcançar sua posição atual em relação ao bloco da Guiana. Após o período Aptiano Superior / Albiano Inferior, nenhuma deformação intraplaca maior ocorreu nas placas da África e América do Sul (exceto na área do Paraná).

Segmento Equatorial: No tempo albiano, abriu-se o Oceano Atlântico Equatorial, permitindo a ligação definitiva das águas entre o Atlântico Central e o Atlântico, através da zona de falhas transformantes.

4.3 Arcabouço Estrutural

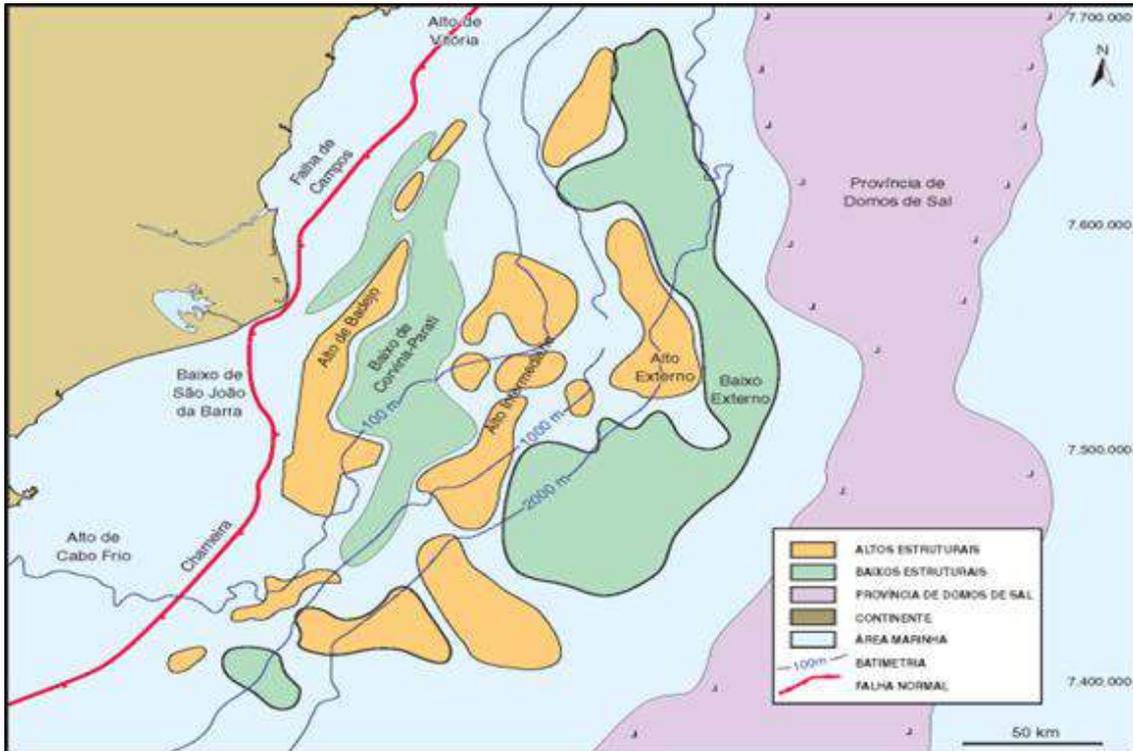
A Bacia é estruturada em dois domínios principais; um de rifte, caracterizado por sistemas de blocos rotacionados, limitados por falhas de direção NE-SW, de componente normal, que envolvem o embasamento (Dias *et al.* 1987; Guardado *et al.* 1989), outro de domínio pós rifte, predominando estruturação halocinética, onde provavelmente se iniciaram no eoalbiano, com a implementação de sistemas de escorregamentos do tipo jangada, que fragmentaram a plataforma carbonática original e proximal à plataforma da bacia (Milani *et al.* 2001; Mohriak, 2003; Duval *et al.* 1992; Vendeville & Jackson, 1992).

Dois estilos estruturais foram definidos por Guardado *et al.* (1989) para a Bacia de Campos: um destaca a fase extensional do embasamento (rifte), denotado por um sistema de blocos abatidos, limitados por falhas normais com direção preferencial NE/SW, envolvendo a crosta, basaltos e os sedimentos do pré-sal, e o outro estilo é evidenciado nos sedimentos do pós-sal, que são afetados por falhas lítricas normais e estruturas originadas pela halocinese (Figura 16).

O Alto de Badejo é o *horst* mais proeminente da porção mais proximal da Bacia de Campos e foi criado durante o Eocretáceo. Estende-se para o norte até o Cabo de São Tomé e a partir desse ponto bifurca em dois altos paralelos.

A Falha de Campos estende-se desde a margem da bacia, separando a porção espessa, que contém rochas do Cretáceo Inferior (na porção leste), da seção mais rasa, onde a sequência cenozoica se depositou sobre o embasamento. Esta compartimentação da fase rifte discrimina duas zonas de charneira, que podemos denominar borda interna e borda externa. A falha de borda interna, que condiciona o flanco oeste do Baixo de São Tomé, foi fortemente reativada no Cenozoico. A falha de borda externa funciona como a verdadeira charneira Atlântica, balizando o flanco oeste do profundo Baixo Externo. Ela apresenta direção preferencial sudoeste-nordeste na porção sul da bacia, inflexionando para norte-noroeste, a partir do Campo de Roncador. Essa borda externa apresenta deslocamentos Leste-Oeste ocasionados por zonas de transferência, que se instalaram para acomodar a distensão diferenciada entre os diversos blocos. A Falha de Campos também é interpretada como o limite entre a crosta continental normal para oeste e a crosta continental atenuada para leste (Carvalho *et al.* 2000).

Figura 16 - Principais compartimentos estruturais da Bacia de Campos.

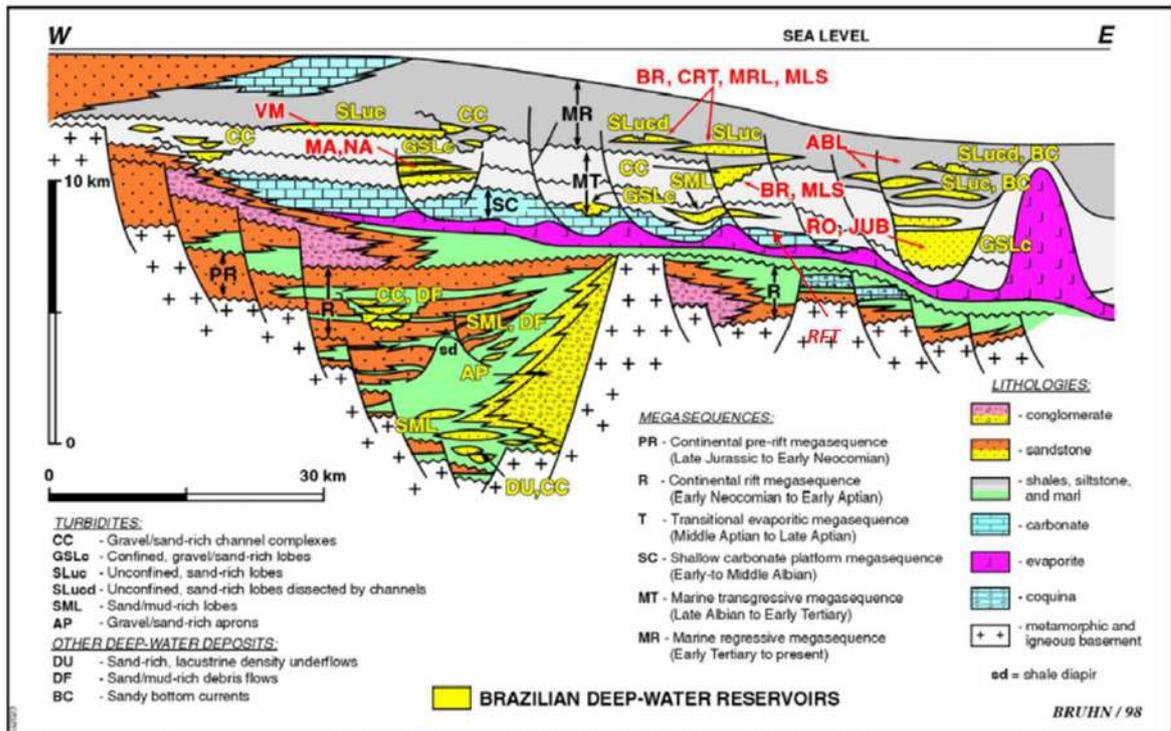


Legenda: Destaque para as porções verdes e laranjas, respectivamente baixos e altos estruturais que compartimentam a bacia. Em vermelho a falha de Campos.

Fonte: GUARDADO *et al.*, 2000.

Esse arcabouço controlou diretamente as feições tectonossedimentares das sequências Rifte e Transicional, e determinou a ocorrência de baixos deposicionais e altos estruturais. Já a sedimentação da Sequência de Margem Passiva (pós-sal) foi controlada pela combinação dessa compartimentação, com a subsidência térmica crustal e com a movimentação halocinética. Esse contexto resultou no desenvolvimento de três grandes domínios estruturais: distensional (em águas rasas), transicional (em águas profundas) e compressional (em águas ultraprofundas) para a sequência mais jovem (Figura 17). Esses domínios são caracterizados por falhas normais lítricas, com anticlinais de compensação (*rollovers*) associados, sintéticos e antitéticos, estruturas do tipo jangadas, anticlinais relacionados à halocinese, além de falhamentos transcorrentes e inversos (Guardado *et al.* 1989).

Figura 17 - Seção geológica regional da Bacia de Campos e em seção sísmica interpretada.



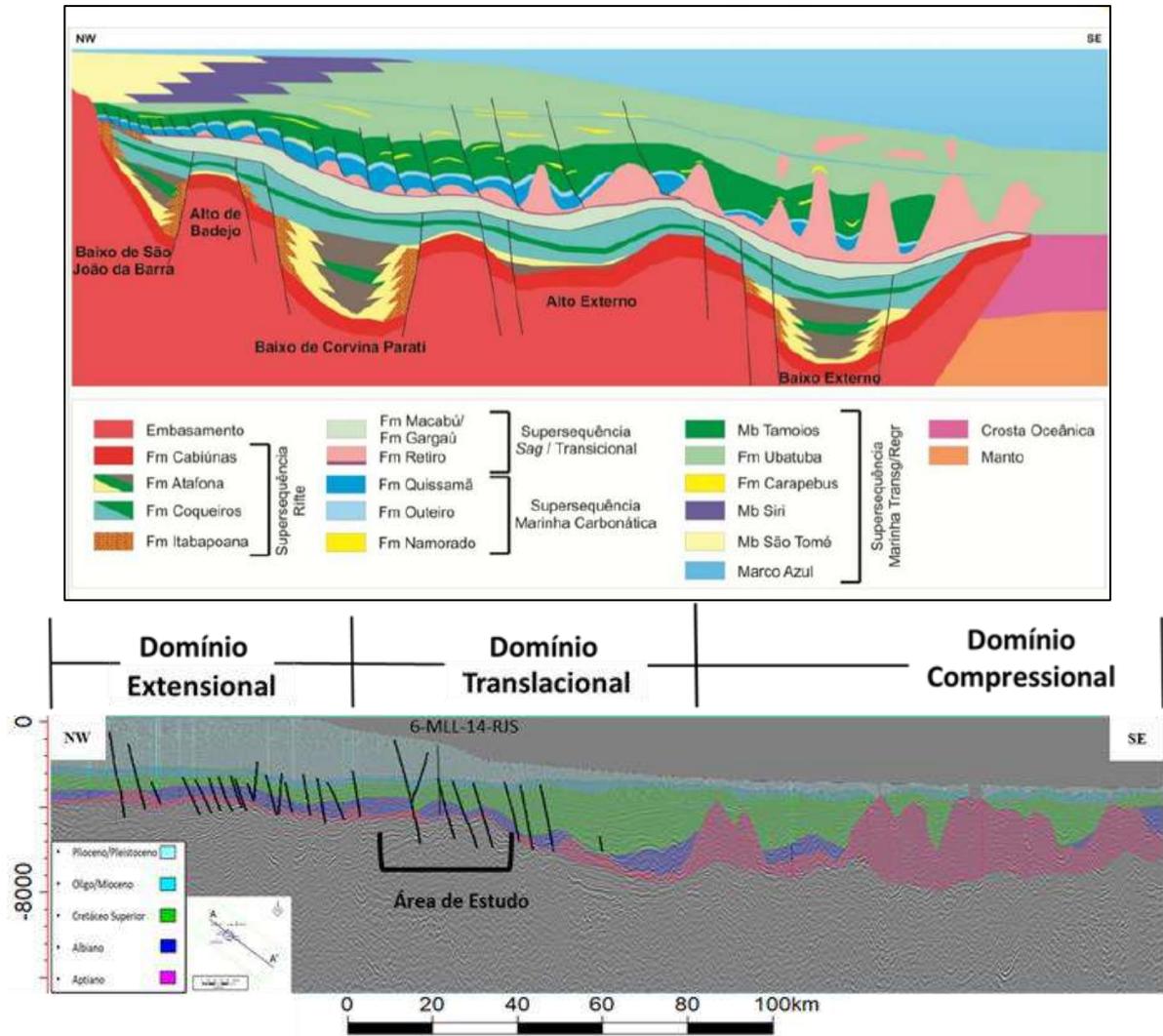
Legenda: Principais estruturas do embasamento da tectônica salífera e seqüências estratigráficas. Notar a diferente influência da tectônica salífera na seção rasa da bacia, em águas profundas e ultraprofundas. Os principais tipos de reservatórios de águas profundas são destacados em amarelo. Os reservatórios de turbidita da Bacia de Campos incluem, principalmente, (1) complexos de canais ricos em cascalho / areia (CC), (2) confinados, lóbulos ricos em cascalho / areia (GSLc), (3) lóbulos ricos em areia não confinados (SLuc) e (4) lóbulos ricos em areia / lama (SML) Carbonatos de plataforma rasa (SLC). A estratigráfica aproximada à posição de alguns campos petrolíferos importantes e do *raft* alvo está indicada em vermelho: Albacora Leste (ABL), Barracuda (BR), Caratinga (CRT), Jubarte (JUB), Marimbá (MA), Marlim (MRL), Marlim Sul (MLS), Namorado (NA), Roncador (RO), Vermelho (VM) e *raft* (RFT).

Fonte: BRUHN *et al.*, 2003.

4.4 Estratigrafia

De acordo com Winter *et al.* (2007), a evolução estratigráfica da Bacia de Campos pode ser dividida em três Superseqüências: Rife, Pós-Rife e Drifte (Figura 18 e 19), marcando as diferentes fases de desenvolvimento da bacia:

Figura 18 - Seção geológica esquemática da Bacia de Campos com seus principais elementos estruturais e estratigráficos.

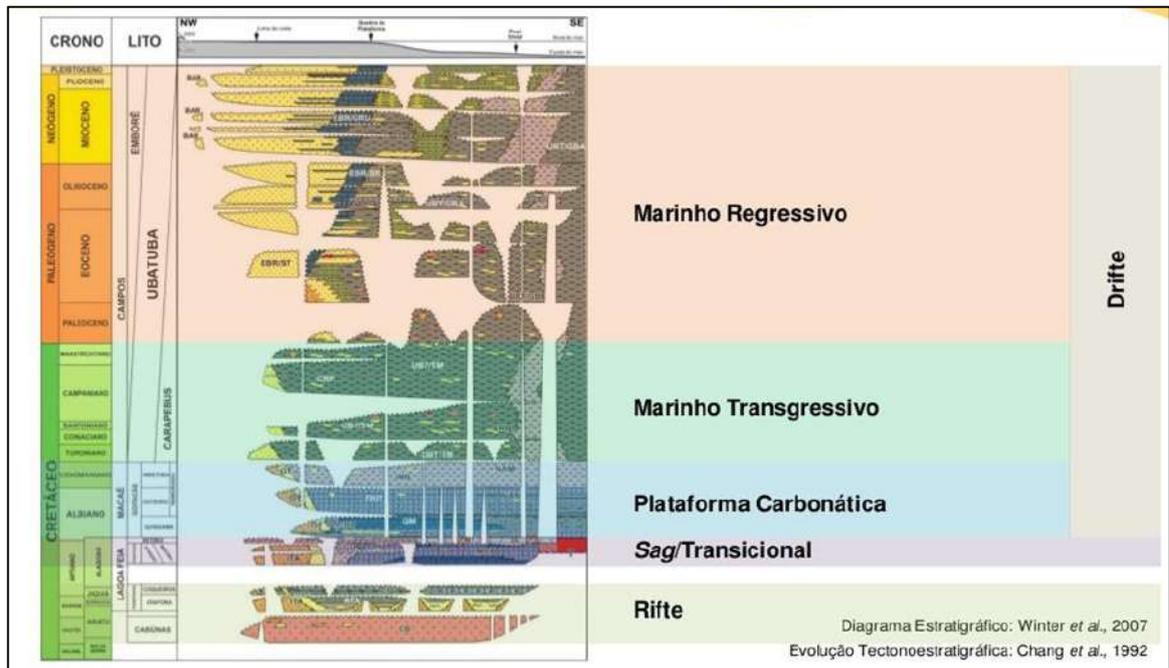


Legenda: Super - sequências: Rife, Pós-Rife e Drife, diferentes fases de desenvolvimento da bacia.

Abaixo exemplo dos domínios da bacia em linha interpretada da área de estudo.

Fonte: ANP, 2015. O autor, 2020.

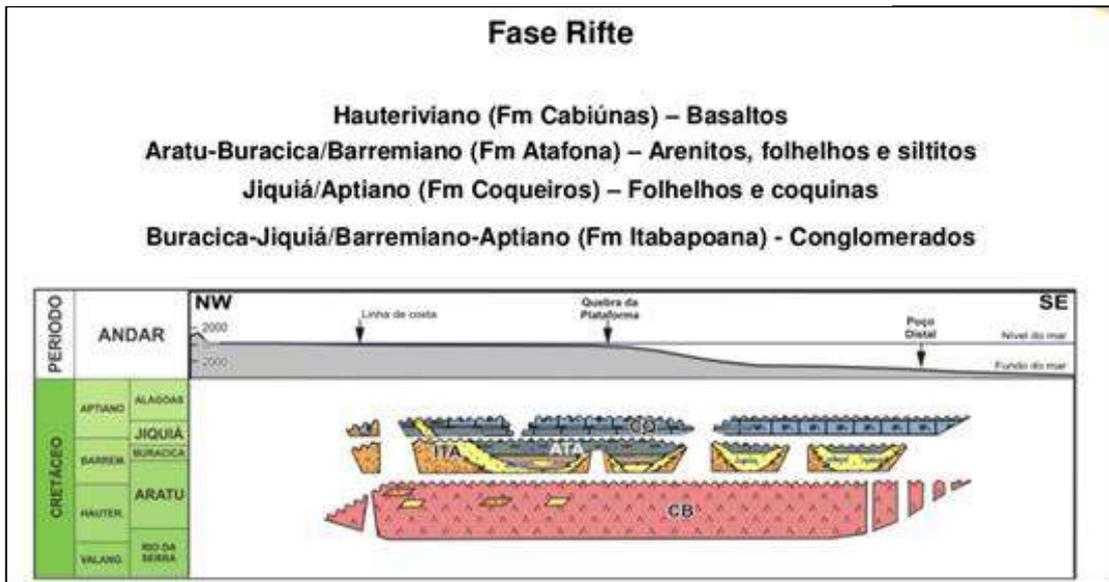
Figura 19 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos.



Legenda: Super seqüências: Rife, Pós-Rife e Drifte em destaque na carta estratigráfica da Bacia.
 Fonte: WINTER *et al.*, 2007.

Supersequência Rife – A Supersequência Rife, de idade Hauteriviana ao Eoaptiano (Andar Jiquiá), foi dividida por Winter *et al.* (2007) em três seqüências deposicionais denominadas K20-K34, K36 e K38. A seqüência K20-K34 é composta litologicamente por rochas ígneas subalcalinas da Formação Cabiúnas, por arenitos, siltitos e conglomerados. O topo da seqüência K20-K34 marca também o embasamento bacia. A seqüência K36 é constituída pelas formações Itabapoana e Atafona, sendo constituído por depósitos conglomeráticos, arenitos, siltitos, folhelhos avermelhados de borda falha e de bacia. A seqüência K38 é formada pelos depósitos siliciclásticos de borda falha da Formação Itabapoana e pelos folhelhos e carbonatos lacustres depositados em ambientes de alta energia da Formação Coqueiros (Figura 20).

Figura 20 - Recorte do diagrama estratigráfico da fase rifte da Bacia de Campos.

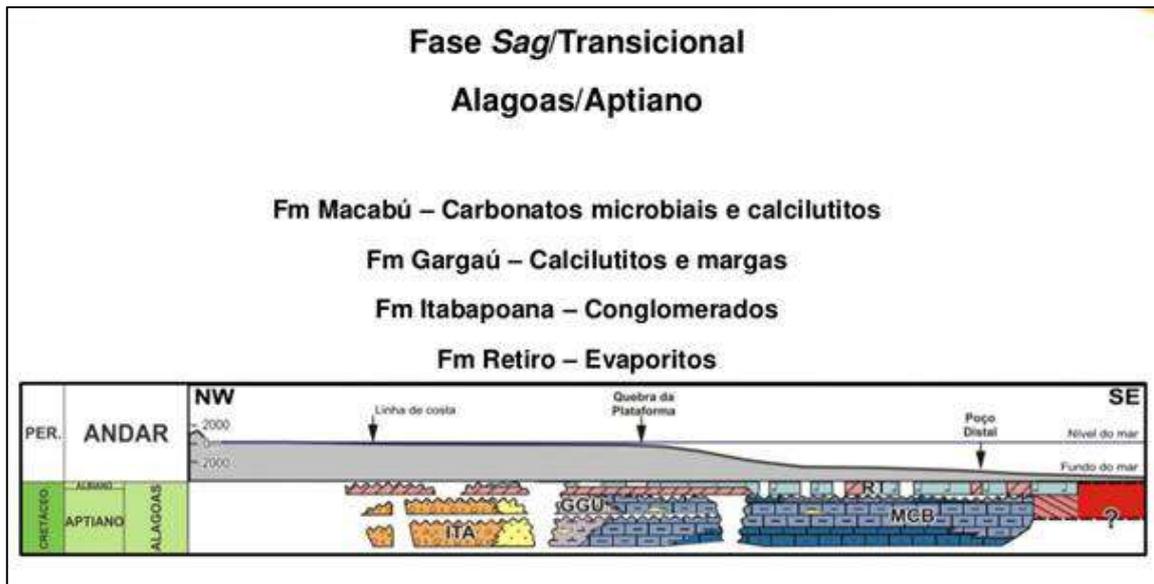


Legenda: Evolução tectono-estratigráfica da Supersequência Rifte.

Fonte: ANP., 2019, adaptada pelo autor, 2020.

Supersequência Pós-Rifte – A Supersequência Pós-Rifte foi dividida por Winter *et al.* (2007) nas sequências deposicionais K46, K48, K50 e representa deposição na bacia em condições de ambiente tectonicamente brando. Com deposição no Aptiano médio e superior, as sequências K46 e K48 compreendem os depósitos siliciclásticos da Formação Itabapoana e os carbonatos de ambiente raso e transicional das formações Gargaú e Macabu. Enquanto a sequência K46 possui caráter progradacional, a sequência K48 é retrogradacional. Em porções distais, os carbonatos das sequências K46 e K48 ocorrem como estromatólitos, que constituem importantes reservatórios para acumulações do play Pré-sal da Bacia de Campos, como os carbonatos da Fm. Macabu no campo de Albacora. Os evaporitos da Formação Retiro, que possuem grande relevância na configuração estrutural dos depósitos do Cretáceo e Cenozoico da bacia constituem os depósitos da sequência K50. A discordância chamada “pré-evaporítica” corresponde ao topo da Supersequência Pós-Rifte (Winter *op cit*) (Figura 21).

Figura 21 - Recorte do diagrama estratigráfico da fase pós-ritfe da Bacia de Campos.



Legenda: Evolução tectono-estratigráfica da Supersequência Pós-Rifte.

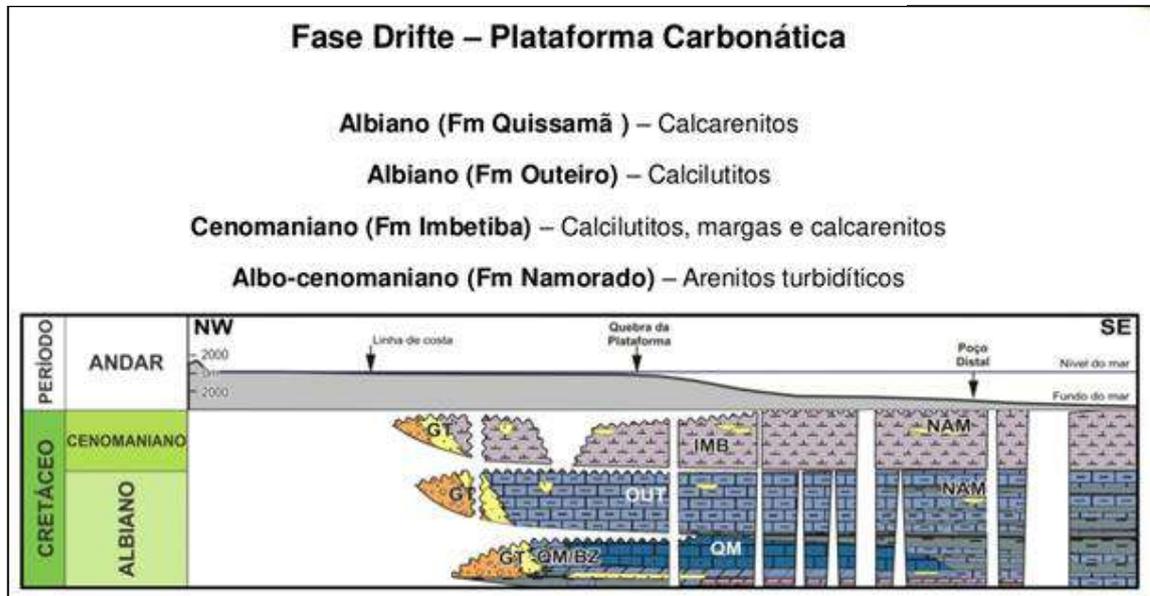
Fonte: ANP., 2019, adaptada pelo autor, 2020.

Supersequência Drifte – De acordo com Winter *et al.* (2007), a Supersequência Drifte compreende os sedimentos marinhos depositados sob um regime de subsidência térmica, associada à tectonismo adiastrófico. Subsequente à deposição dos evaporitos da Formação Retiro, seguiu-se a deposição de conglomerados e arenitos aluviais e deltáicos da Formação Goitacás e carbonatos marinhos oolíticos de alta energia da Formação Quissamã (este compõe o reservatório alvo deste estudo), que constituem os depósitos da sequência K60. A sequência, denominada K70 é definida pela progressiva subida do nível do mar e afogamento da plataforma carbonática rasa prévia, com a deposição de conglomerados polimíticos e arenitos proximais da Formação Goitacás e calcilutitos pelágicos da Formação Outeiro. O limite superior da sequência K70 marca a passagem do Cretáceo Inferior para o Cretáceo Superior na Bacia de Campos. A posterior deposição de pelitos - Formação Imbetiba - marca o fim da deposição carbonática do Grupo Macaé.

A Formação Imbetiba é caracterizada por arenitos originados por fluxos hiperpicnais da Formação Namorado e pelos depósitos proximais da Formação Goitacás, que juntos constituem os depósitos da sequência K-82-K84, possuindo como limite superior a discordância Eoconiaciana. Os sedimentos siliciclásticos depositados após a discordância Eoconiaciana correspondem aos sedimentos siliciclásticos das formações Ubatuba, Carapebus e Emborê, e corresponde às sequências deste intervalo (Winter *op. cit.*). De acordo com Guardado *et al.* (2000), os reservatórios turbidíticos da Formação Carapebus representam a maior parte das

reservas de petróleo da Bacia de Campos com campos produtores em rochas do Cretáceo e Cenozoico (Figura 22).

Figura 22 - Recorte do diagrama estratigráfico da fase drifte da Bacia de Campos.



Legenda: Evolução tectono-estratigráfica da Super sequência Drifte.
Fonte: ANP, 2019, adaptada pelo autor, 2020.

4.4.1 Formação Quissamã

O reservatório do presente estudo situa-se na estratigrafia como um intervalo pertencente ao Grupo Macaé, sendo composto por duas Sequências carbonáticas regionais de 2.^a ordem, identificadas por duas formações, Outeiro e Quissamã (Figura 23).

A Formação Quissamã, constituída quase inteiramente por rochas carbonáticas, possui espessura aproximada de 800 m e distribui-se ao longo de uma faixa com direção NE. Esta unidade tem como limite inferior contato abrupto com a Formação Retiro, composta principalmente por halita. O limite superior corresponde a uma superfície de inundação máxima, denominada como Marco Glauconítico nas porções proximais da bacia e Marco Beta regionalmente (Winter *et al.* 2007; Spadini, *et al.* 1988).

A Formação Outeiro que sobrepõe estes marcos estratigráficos possui até 300 m de espessura, é constituída por calcilutitos com microfósseis planctônico, porções com enriquecimento de margas e folhelhos (Spadini *op. cit.*).

de corpos arenosos turbidíticos, ou na estruturação de carbonatos albianos, como cascos de tartaruga, anticlinais de *rollovers* e etc.

- a) **Zona Proximal** – Domínio extensional, possui estruturas como: *rollers* de sal sob blocos altos de falhas lítricas de crescimento, paredes de sal com seção transversal triangular; anticlinais do tipo casco de tartaruga e cicatrizes de sal.
- b) **Zona Intermediária** – Possui estruturas como cascos de tartaruga isolados formando jangadas, assim como diápiros de sal.
- c) **Zona Compressional** – Domínios de estruturas compressivas como: dobras de crescimento, paredes de sal assimétricas, bacias isoladas entre paredes de sal, falhas de empurrão e grandes diápiros de sal (Cobbold & Szatmari, 1991; Demercian *et al.*, 1993)

5. TECTÔNICA DO SAL

O reservatório em destaque está associado ao desenvolvimento de uma plataforma carbonática relativamente plana e espessa (300-400 m) de idade albiana.

Esta plataforma originalmente contínua quebrou-se em função da tectônica halocinética posterior à sua deposição, um sistema de ruptura induzido por almofadas, muralhas e diápiros salinos. Este sistema produziu grande segmentação da plataforma inicial, juntamente ao basculamento regional, que permitiu a movimentação dos blocos. A halocinese pode ser colocada como a principal responsável pela deriva, separação, translação e arqueamento dos *rafts* (Machado Jr. *et al.* 2007).

5.1 Modelo de Formação Evaporítico

Rochas salinas são conhecidas por evaporitos, sendo formadas a partir da cristalização de minerais precipitados pela evaporação da água salgada (Figura 24), apresentando ânions cloreto, carbonato ou sulfato. As principais rochas presentes nas formações evaporíticas brasileiras são a halita, anidrita, silvinita, carnalita e taquidrita.

Figura 24 - Modelo de formação de sais em bacia restrita.

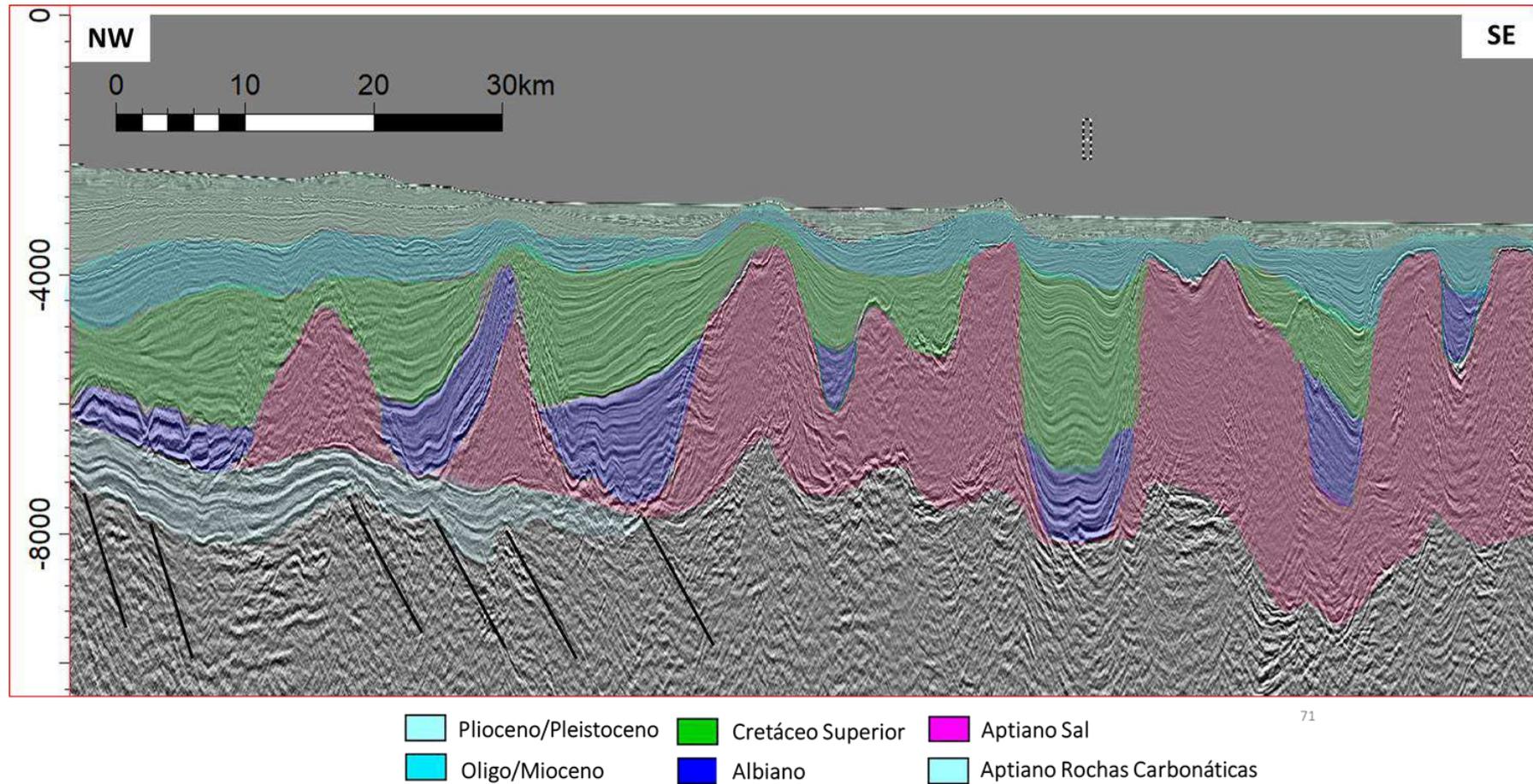


Legenda: Modelo do processo de precipitação dos evaporitos da bacia salífera aptiana do Atlântico Sul.
Fonte: MOHRIAK, 2008. Adaptada pelo autor, 2020.

O sal como rocha tem propriedades e comportamento bem diferente da maioria das demais rochas. Isso implica que uma sequência sedimentológica, contendo camadas de sal deformadas, desenvolvem suas próprias características e geralmente estilos estruturais fascinantes. Muralhas de Sal, almofadas, diápiros e geleira de sal são estruturas especiais que possuem sua importância no contexto tectônico. Mesmo a camada de sal sendo muito fina, ela pode controlar a estruturação e o aumento da área deformada, por causa de sua tendência de ser uma camada de descolamento (Fossen *et al.*, 2010).

Estruturas relacionadas ao sal tem grande importância para os geólogos que trabalham em regiões de regime tectônico extensional, assim como no regime compressional. Também possui grande importância relacionada às províncias petrolíferas que contém camadas deformadas pela tectônica do sal, gerando estruturas e também como camadas selantes (Figura 25).

Figura 25 - Seção geológica demonstrando a importância do sal na indústria petrolífera.



Legenda: Em rosa: camada de sal, estruturando as camadas mais novas de rochas sedimentares (trapas), bem como selando a seção prolífera do pré-sal (rochas carbonáticas do Aptiano).

Fonte: O autor, 2020.

5.2 Densidade do Sal

Os diferentes tipos de sais possuem diferentes densidades, controladas por suas composições químicas. Desprezando-se a porosidade do sal, é possível sugerir que ele não sofre efeito de compactação sendo incompressível e sua densidade pode ser assumida constante, diferentemente de outras rochas sedimentares. Este efeito de incompressibilidade do sal não acontece com outras rochas sedimentares que sofrem compressibilidade e perdem porosidade ao longo da profundidade; logo se estabelece uma situação de instabilidade gravitacional do sal, que sob certas circunstâncias o leva a superfície.

A mobilidade do sal, especialmente da halita, que é o sal resultante mais proeminente da mistura de sais da seção evaporítica do Atlântico Sul, é sua característica mais importante na tectônica salífera. Sua capacidade de fluir no meio, com certa facilidade em relação às rochas que se formaram no tempo geológico, é dado graças a sua grande solubilidade em água, sua baixa viscosidade e baixa resistência ao esforço compressional (Mohriak & Szatmari, 2008).

5.3 Viscosidade do Sal

A propriedade medida pela resistência interna ao fluxo é a viscosidade. O sal possui um comportamento plástico dado pela sua viscosidade, o que o torna diferente das outras rochas. O fato da camada de sal ter uma relativa baixa viscosidade, quando comparada com as outras rochas, resulta em uma grande mobilidade, de modo que pode ser considerado fluido, quando submetido a esforços durante o tempo geológico (Mohriak & Szatmari *op. cit.*).

5.4 Condutividade térmica

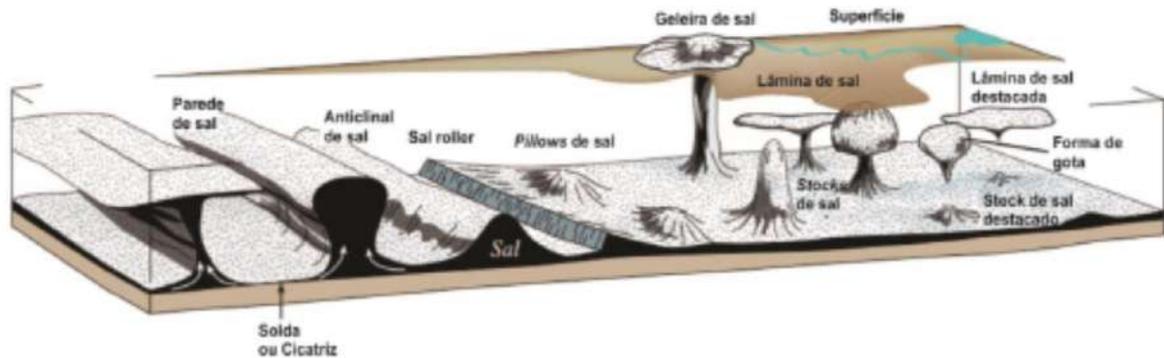
A condutividade térmica de um material é a sua propriedade em conduzir calor. Do ponto de vista geotérmico os sais possuem alta condutividade térmica, podendo no caso da halita, alcançar até o triplo da condutividade térmica das demais rochas sedimentares (Mohriak & Szatmari *op. cit.*).

5.5 Estruturas Halocinéticas

As definições apresentadas a seguir foram organizadas por Jackson & Talbot (1991 *apud* Garcia 1999), serão apresentadas na ordem crescente de sua maturidade estrutural. A figura 26 ilustra as principais estruturas formadas pela movimentação do sal.

- a) **Anticlinal de Sal** (*salt anticline*): Domo alongado de sal, sob camadas de rochas que produzem sobrecarga e são concordantes.
- b) **Almofada de sal** (*salt pillow*): Domação sub-circular, sob camadas de rochas concordantes, produzindo sobrecarga.
- c) **Salt Roller**: Estrutura alongada, de baixa amplitude e com dois flancos assimétricos, associado a falhas lístricas, discordantes das camadas de rochas subjacentes.
- d) **Diápiro de Sal** (*salt diapir*): Estruturas onde o sal fluiu ductilmente como uma intrusão na sobrecarga. A intrusão diapirítica pode tomar qualquer forma, tanto lateral quanto verticalmente, perfurando as camadas subjacentes junto às falhas ou ascendendo passivamente.
- e) **Muralhas de Sal** (*salt wall*): São diápiros de sal alongados e contínuos, que formam linhas sinuosas com direção geral perpendicular à extensão.
- f) **Sal Autóctone** (*autochthonous salt*): Corpos de sal posicionados estratigraficamente onde foram gerados.
- g) **Sal Alóctone** (*allochthonous salt*): Corpos de sal como lençóis, que ocupam posição estratigráfica secundária, tendo migrado de sua posição de origem.
 - a. **Geleira de sal** (*sal glacier*): Diápiro que atingiu a superfície.

Figura 26 - Estruturas formadas pela movimentação do sal



Legenda: Maturidade aumenta da parte central da figura para as bordas.
 Fonte: FOSSEN *et al.*, 2010.

5.6 Estruturas de sobrecarga

As camadas sedimentares sobrejacentes ao sal, que produzem a sobrecarga, permitem caracterizar o tempo e a natureza da deformação, seja rúptil ou de substrato dúctil. O fluxo da camada dúctil (sal) e a sedimentação das camadas sobrejacentes afetam-se mutuamente, de modo que permitem interpretá-las e separá-las em: camadas sedimentares pré-tectônicas, ou seja, aquelas que se depositaram antes da estruturação gerada pelo sal; camadas sedimentares sin-tectônicas, aquelas que foram geradas na mesma idade do período da tectônica salífera e por fim, as camadas sedimentares pós-tectônicas, que depositaram após o fluxo da camada de sal.

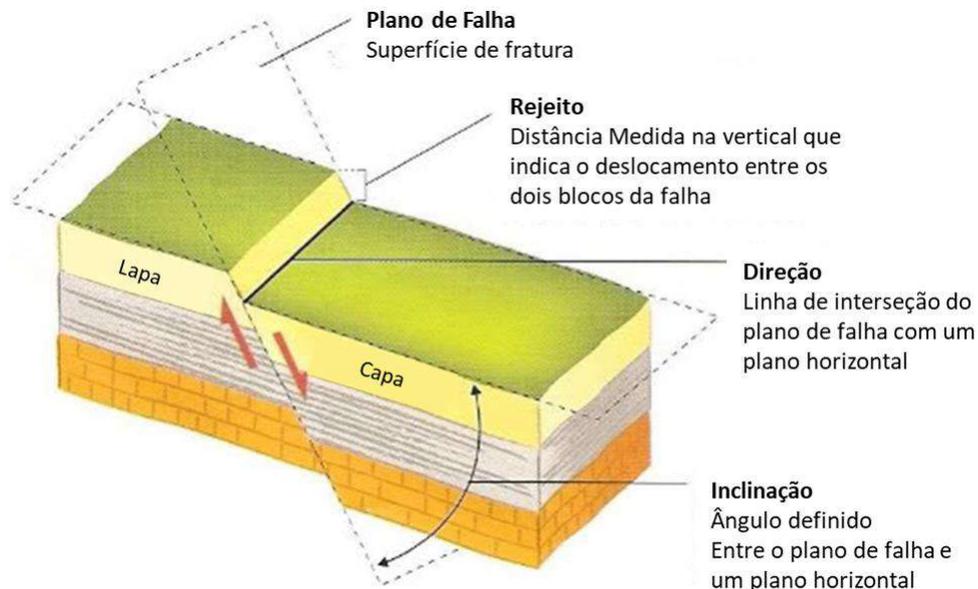
As camadas sedimentares pré-tectônicas e as sin-tectônicas experimentaram durante o fluxo de sal um alongamento (σ_1 máximo vertical). Quando as rochas possuem um comportamento rígido (estratos compactados de carbonato ou arenito) e baixa resistência à tração, as camadas são fraturadas, formando falhas normais na crista das anomalias. Desse ponto em diante as falhas irão controlar o fluxo de sal e o colapso da cobertura.

Os principais tipos de falhas formadas em ambiente distensivo pela tectônica de sal são:

- a) Falhas Normais - As falhas normais geralmente estão inseridas em zonas onde há alívios das tensões, resultando abatimento de blocos. Também podem ocorrer em sistemas transtracionais, geralmente ocorrem onde a litosfera está estirada ou afinada; é caracterizada por ser uma descontinuidade com deslocamento paralelo às suas paredes e dominada por mecanismos de deformação rúptil. Pode ser sintética quando o plano de falha mergulha em

direção ao mergulho regional da bacia, ou antitética quando mergulha em sentido oposto (Figura 27).

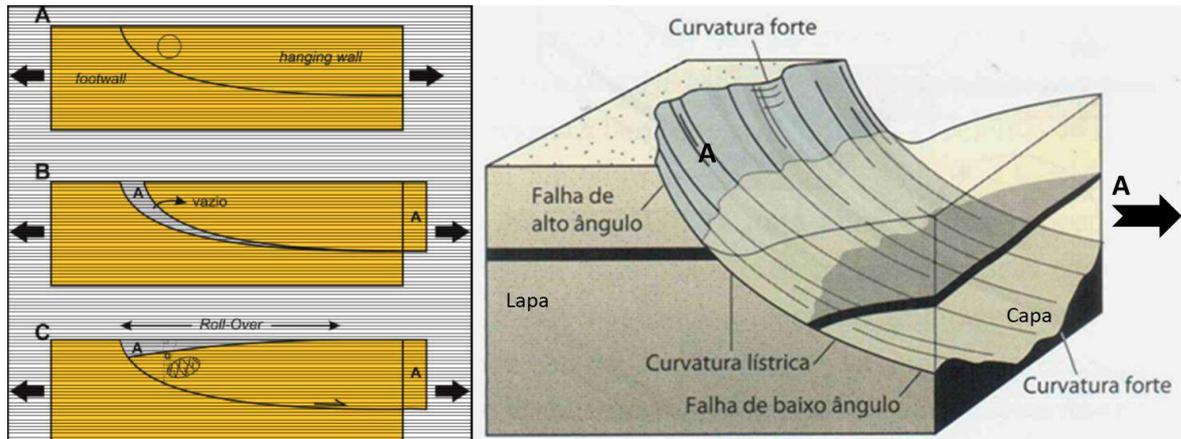
Figura 27 - Parâmetros estruturais de uma falha normal.



Legenda: Capa - bloco situado abaixo do plano de falha, Lapa - bloco situado acima do plano de falha.
 Fonte: <http://xannamaral.blogspot.com/2012/06/as-falhas-sao-fraturas-na-crosta.html>, 2012, adaptada pelo autor, 2020.

- b) Falhas lístricas - Definição para as falhas normais, que se horizontalizam com o aumento da profundidade, ou seja, ângulo de mergulho diminui de inclinação em profundidade (Davies *et al.* 2012). Normalmente as falhas lístricas passam em profundidade para uma superfície de descolamento junto à camada de sal (*detachment fault*), permitindo a acomodação de altas taxas de distensão, características da tectônica de *rafts* (Duval *et al.* 1992). Devido à geometria em curva das falhas lístricas, a separação dos blocos fallhados, mesmo que apenas lateralmente, gera a deformação no bloco da capa, cujos estratos se curvam em direção à concavidade da falha, formando um anticlinal de *rollover* (Figura 28).

Figura 28 - *Rollover* gerado por falha lítrica.



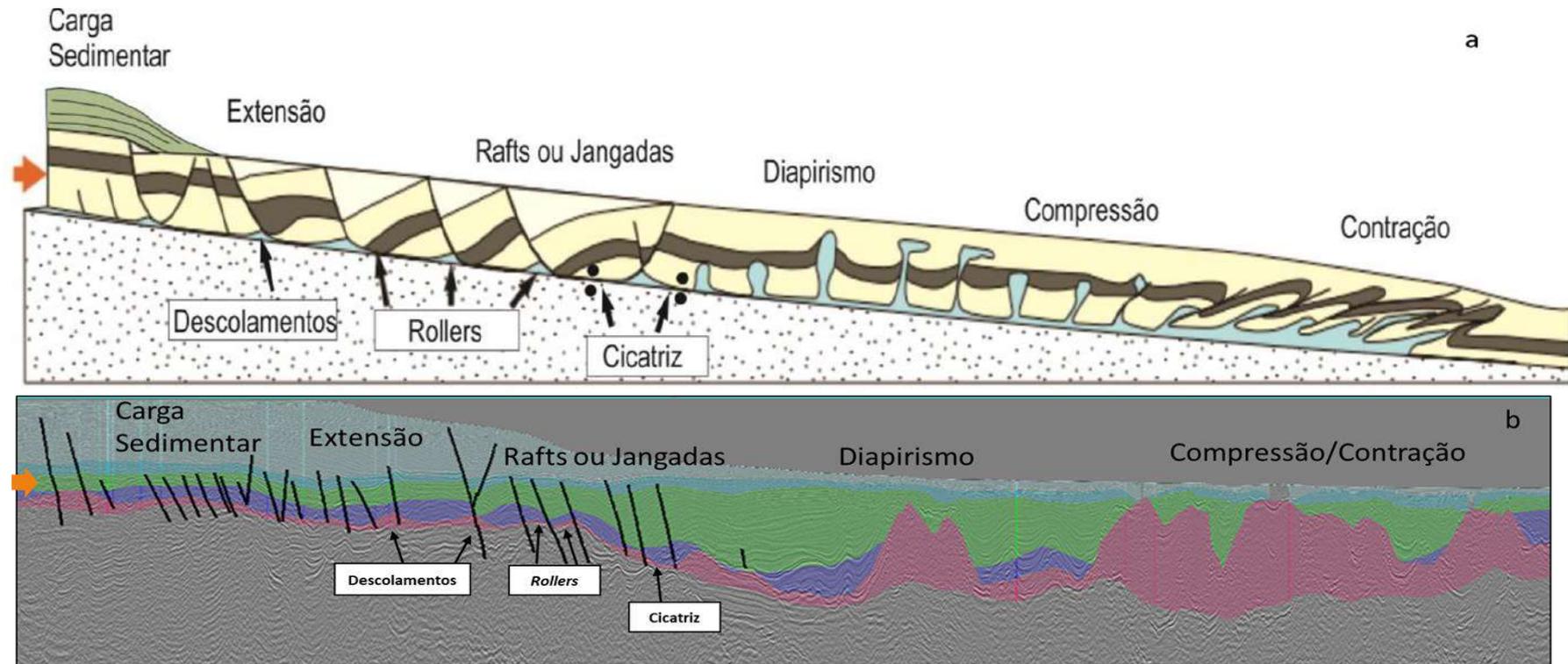
Legenda: Evolução de uma falha lítrica. (A) Geometria da falha antes da separação dos blocos. O círculo representa o *hanging wall* não deformado. (B) Deslizamento do *hanging wall* sobre à falha requer o preenchimento da área A' que é igual a A'' (C). Preenchimento da área A' original se dá pela deformação do *hanging wall* por meio de pequenas falhas. Elipse representa o estado de deformação do *hanging wall*.

Fonte: DULA *et al.*, 1991. Adaptada pelo autor, 2020. FOSSEN *et al.*, 2010. Adaptada pelo autor, 2020.

- c) Jangadas (*rafts*): Corpos limitados por falhas normais, perpendiculares a direção geral da distensão. São formados pelo deslocamento ao longo de uma superfície de descolamento, quando este deslocamento é tão grande que os blocos falhados perdem o contato entre si, se formam os *rafts*.
- d) Semi-*Rafts* ou Pré-*Rafts*: Corpos delimitados por falhas lítricas, cujos rejeitos não foram suficientes para separá-los completamente.
- e) Cicatriz de Sal (*salt weld*): Superfície de junção de estratos, originalmente separados por corpo de sal, que foi removido total ou quase que totalmente.
- f) Estruturas contracionais são geradas em áreas mais distais quando a inclinação se torna pequena demais e o descolamento se horizontaliza e/ou são encontradas barreiras tectônicas ao fluxo do sal.

As estruturas descritas acima são ilustradas na figura 29 a seguir:

Figura 29 - Estruturas geradas em ambiente distensivo durante o descolamento da camada de sal.



Legenda: Esquema conceitual (Figura 29 a) de estruturas comumente encontradas em margens continentais passivas com descolamento de sal. Seção sísmica da área de estudo demonstrando tais elementos (Figura 29 b).

Fonte: FOSSEN *et al.*, 2010, adaptada pelo autor, 2020. O autor, 2020.

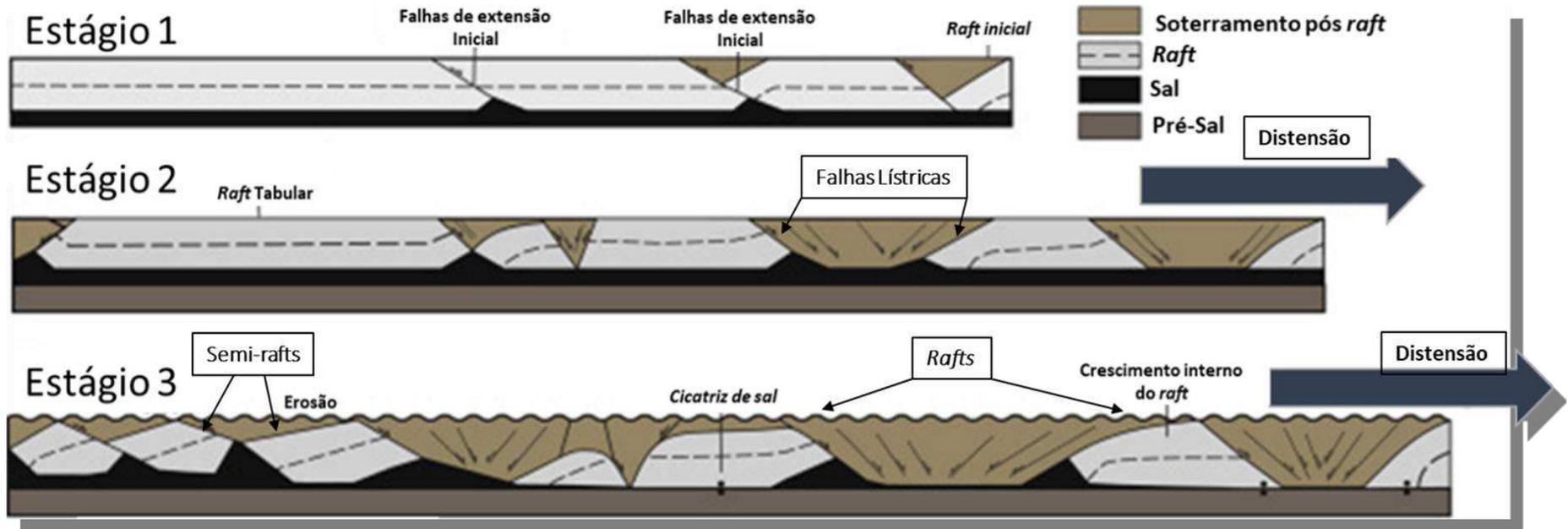
5.7 Tectônica *Raft*

A tectônica de *rafts* (jangadas) foi reconhecida pela primeira vez como um estilo estrutural distinto na Bacia do Kwanza, nos anos de 1970 (*Tectonique en redeaux*, Burollet 1975), localizada em Angola, sudoeste da África. Aspectos da tectônica da jangada (tradução direta) se tornaram familiares para geólogos de petróleo que trabalham em ambas as margens do Atlântico Sul.

A tectônica de *rafts* é a forma mais extrema de deformação distensional *thin-skinned* (desconectada do embasamento). A sobrecarga sedimentar produz estiramento de duas ou três vezes seu comprimento original por sistema de falhamento normal, mas o embasamento não sofre deformação (permanece na mesma posição). Quando blocos falhados (alóctones) se separam tanto, sem contato mútuo, eles são denominados *rafts* (Duval *et al.* 1992) (Figura 30).

O alongamento resulta do deslizamento por gravidade ou por espalhamento gravitacional. O deslizamento gravitacional é a translação de blocos de falha em uma encosta suave, impulsionada pelo componente cisalhamento da tensão da encosta inferior em uma massa inclinada. O espalhamento gravitacional é o colapso vertical e o espalhamento lateral de uma massa rochosa sob a gravidade. Ambos os mecanismos requerem a criação de imensas quantidades de espaço lateral, no qual a cobertura pode se expandir durante o alongamento. (Duval & Cramez *et al.* 1992).

Figura 30 - Ilustração da tectônica de *rafts*, durante a distensão *thin-skinned*.



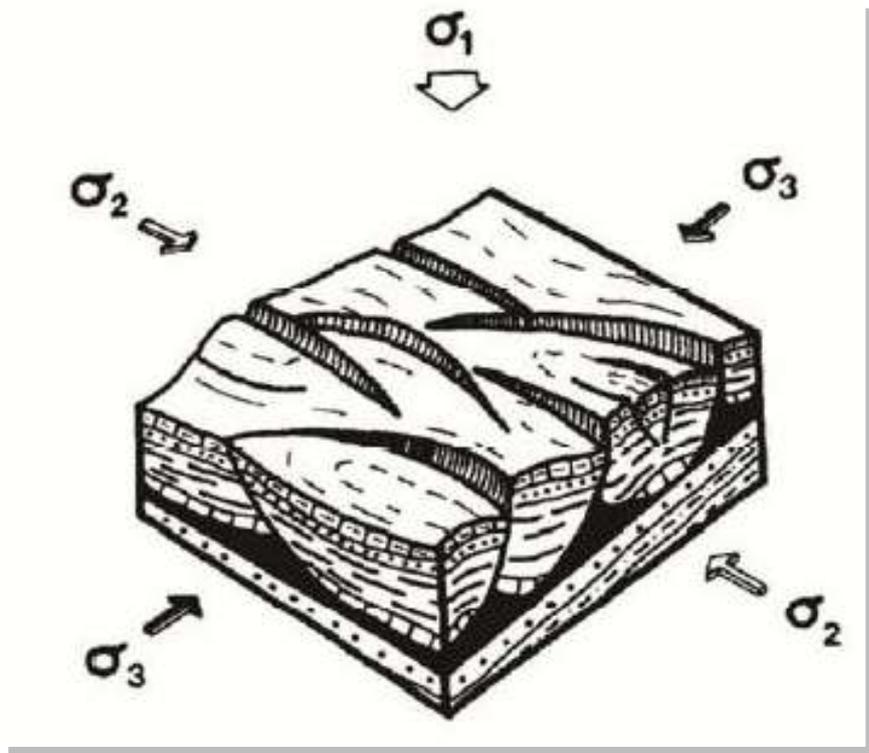
Legenda: Evolução da tectônica proposta para a área de estudo durante o período Albiano-Santoniano. Nos semi-rafts, os blocos falhados permanecem em contato entre si. Por outro lado, os rafts se separam de tal forma, que os blocos falhados perdem o contato entre si. A seção abaixo da camada de descolamento não sofre distensão.

Fonte: DUVAL *et al.*, 1992, adaptada pelo autor, 2020.

Nas bacias de margem passiva, as superfícies de descolamento, em geral, se desenvolvem em camadas evaporíticas z, formadas por sais móveis como a halita, como é o caso da costa de angolana e da costa brasileira. Porém, também é comum, que superfícies de descolamento sejam formadas por camadas de folhelhos de alta plasticidade, como é observado na margem nigeriana (Duval *et al.* 1992; Garcia 1999).

A formação de *rafts* necessita de campo de esforços específico, onde o vetor de maior esforço regional (δ_1) é subvertical, o esforço mínimo (δ_3) é sub-horizontal e paralelo ao mergulho da bacia e ao fluxo, e o esforço intermediário (δ_2) se orienta paralelamente à direção da charneira da bacia (Duval *op. cit.*) (Figura 31).

Figura 31 - Bloco diagrama com o campo de esforços típicos na tectônica de *rafts*.

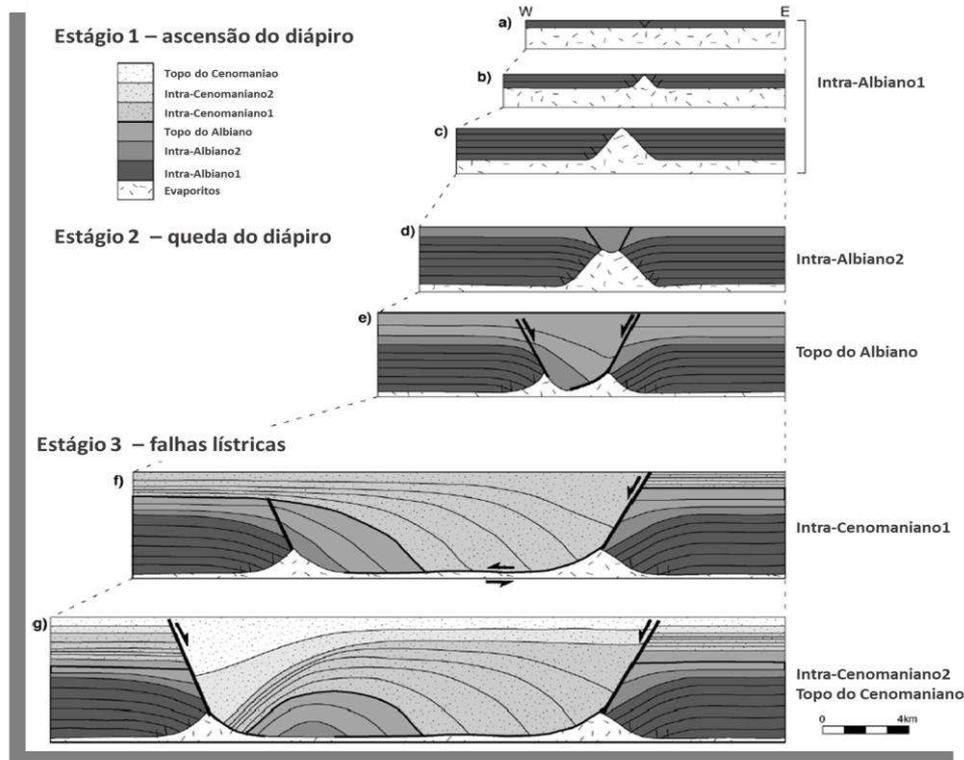


Legenda: (δ_1) esforço regional subvertical, (δ_3) é o esforço mínimo sub-horizontal, paralelo ao mergulho da bacia e ao fluxo, o esforço intermediário (δ_2) se orienta paralelamente à direção da charneira da bacia.

Fonte: DUVAL *et al.*, 1992, adaptada pelo autor, 2020.

A figura 32 (D. Rouby *et al.* 2002) demonstra o modelo de evolução de *rafts*, possível análogo à área estudada.

Figura 32 – Modelo de evolução tectônica e estratigráfica dos *rafts*.



Legenda: A imagem demonstra o modelo conceitual de formação dos *rafts* e sua correlação estratigráfica.

Fonte: ROUBY *et al.*, 2002, adaptada pelo autor, 2020.

A camada Intra-Albiano1 termina em *onlap/downlap* contra o diápiro evaporítico mostrando pouca ou nenhuma deformação, sendo interpretado como uma camada sin-cinemática (Rouby *et al.* 2002) (Figura 32a-c). A extensão é iniciada durante a deposição dos sedimentos do Albiano inferior, logo a sequência se dá pela queda da parede de sal (Figura 32d-e). No intervalo Albo-Cenomaniano, a geometria do sistema de falhas muda drasticamente. O único depocentro simétrico (bacia inicial) é substituído por dois depocentros assimétricos associados a falhas. Esta geometria indica que durante o Cenomaniano, a extensão regional foi acomodada pelo sistema duplo de falhas. O principal sistema de falhas e o novo sistema foram desenvolvidos entre as unidades do *rollover* e do *raft* (Figura 32f-g). O novo sistema de falhas foi iniciado no Intra-Cenomaniano1 como *seaward-dipping faults*. Durante o Intra Cenomaniano2 e o topo do Cenomaniano, o falhamento se desenvolveu mais ao sul e formou um gráben delimitado por falhas normais, que eventualmente separou a jangada das unidades de preenchimento do *rollover* (Rouby *op. cit.*).

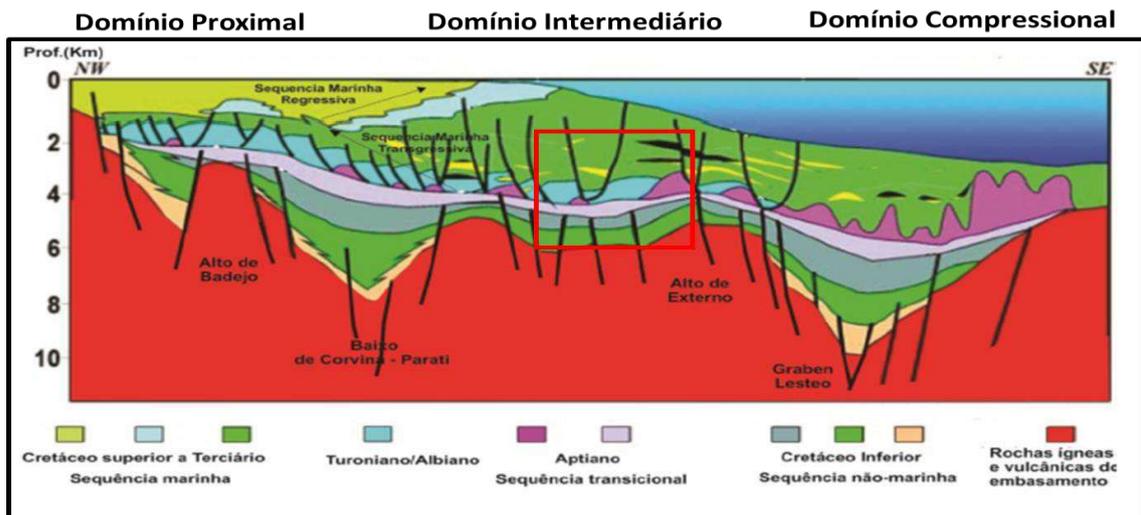
6. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO

6.1 Geologia Estrutural

6.1.1 Domínio estrutural

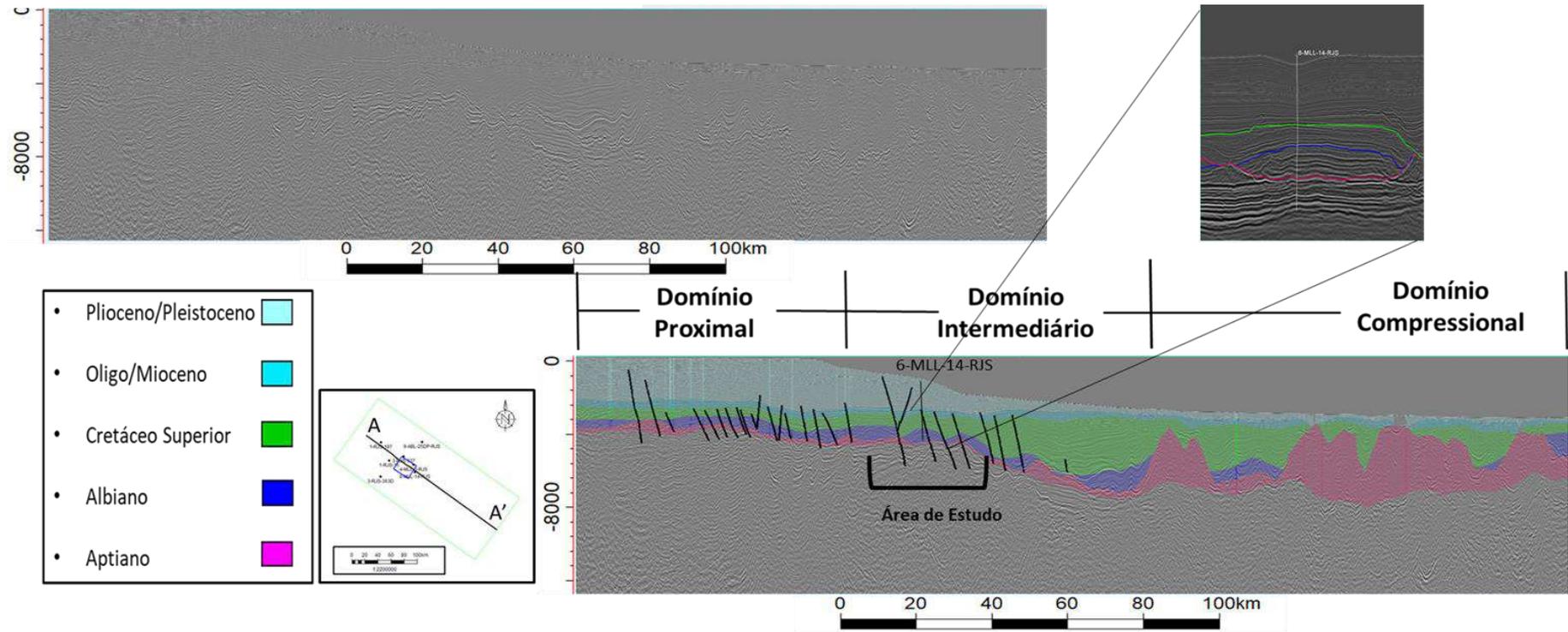
A área estudada está inserida dentro do domínio intermediário, no contexto da tectônica salífera segundo Mohriak *et al.* (2008). É caracterizada por sequências do tipo *rafts*, com blocos isolados, devido a movimentação de sal, formando também estruturas tipo *rollover*, com almofadas de sal de pouca espessura (Figura 33 e 34).

Figura 33 - Seção geológica conceitual da Bacia de Campos.



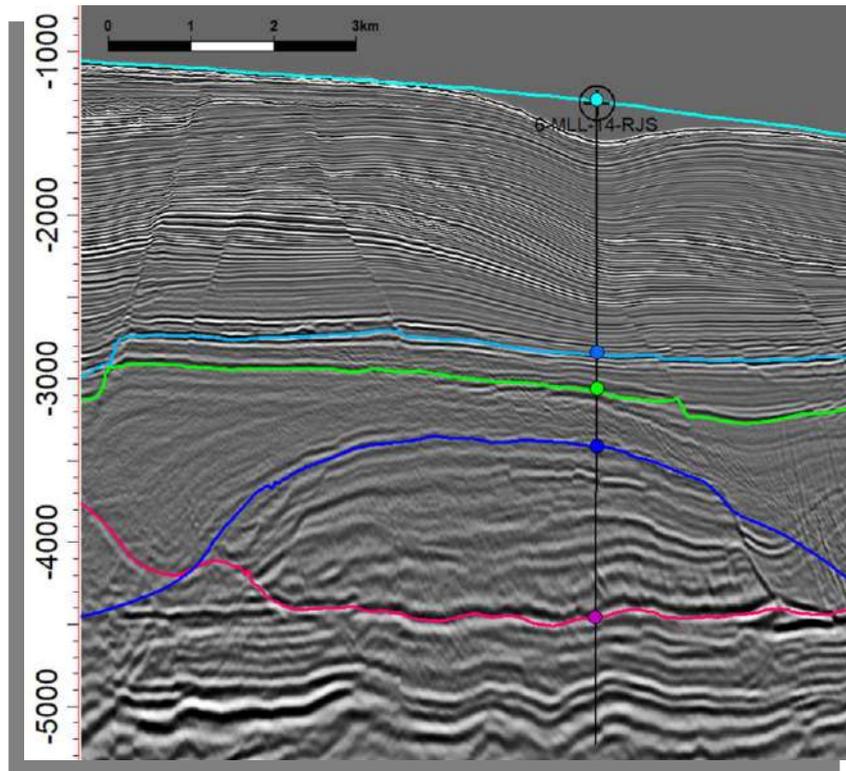
Legenda: Em destaque os domínios principais do contexto da tectônica do sal na Bacia de Campos.
Fonte: RANGEL & MARTINS, 1998, adaptada pelo autor, 2020.

Figura 34 - Seção geológica da parte central da Bacia de Campos.



Legenda: Seção em profundidade com a localização da área de estudo no contexto tectônico salífero, zoom da área em 3D na figura 35.
 Fonte: O autor, 2020.

Figura 35 - Seção geológica do *raft* interpretado.



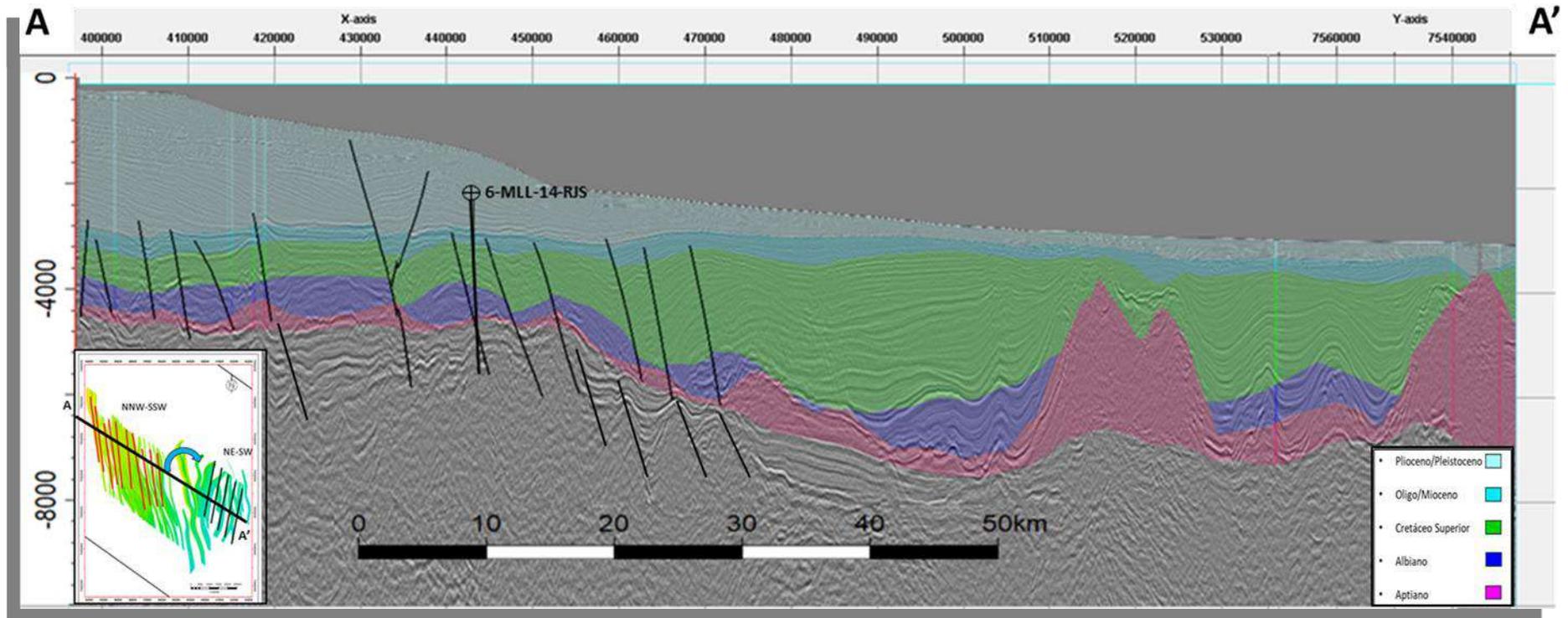
Legenda: Zoom da área em 3D.

Fonte: O autor, 2020.

6.1.2 Embasamento

Na área de estudo, a principal direção registrada nos pacotes sedimentares sotopostos a camada de sal apresenta direção NE-SW. Pode-se observar uma inflexão estrutural expressa regionalmente de NNW-SSE para NE-SW nas falhas acima da camada evaporítica, assim como as que foram identificadas abaixo (Figura 36). O relevo estrutural da seção interpretada (pré-sal até a seção carbonática) mergulha para as porções mais profundas da bacia, de modo que se tornam possíveis deformações nas áreas dominadas por processos gravitacionais passivos, resultado da distensão da bacia.

Figura 36 - Seção geológica com as falhas do embasamento.



Legenda: Seção em profundidade com a localização da área de estudo no contexto tectônico salífero. Nota-se forte basculamento da bacia no cretáceo superior (seção verde) posterior ao pacote albiano.

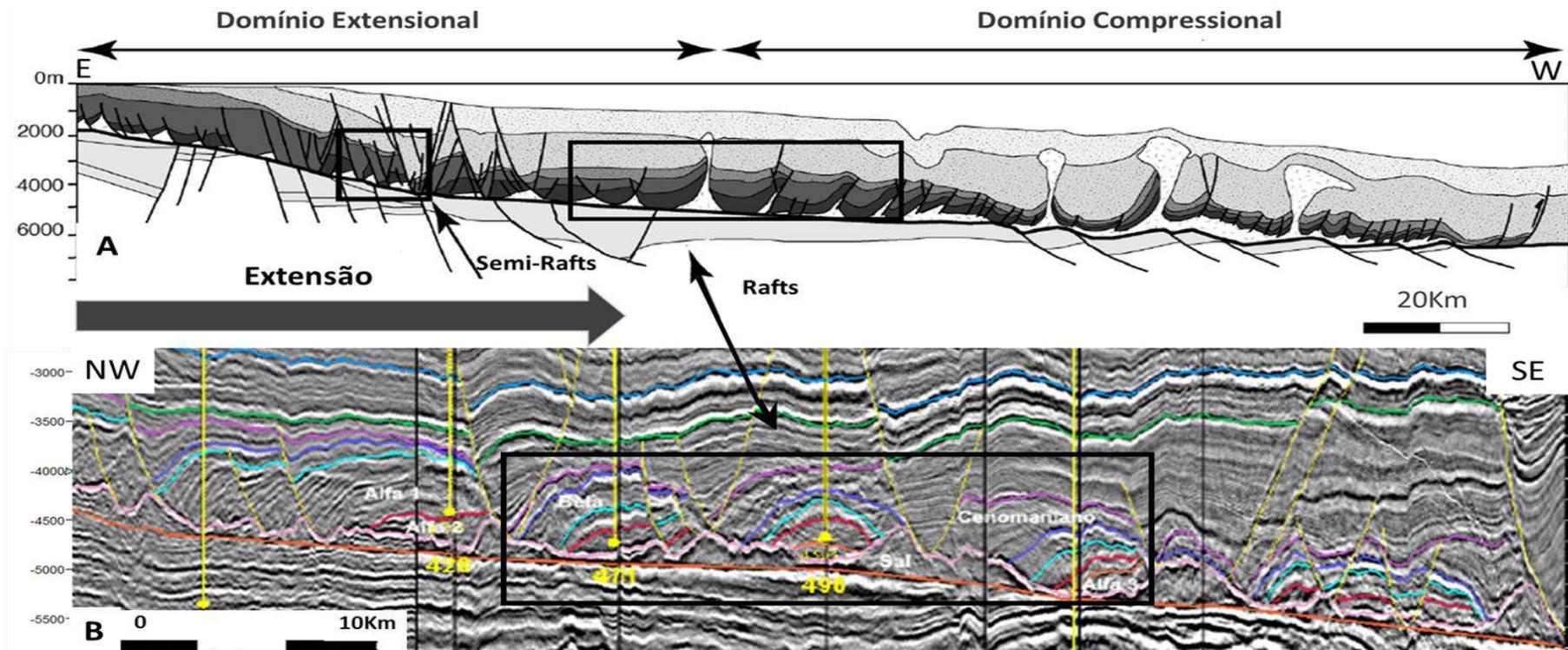
Fonte: O autor, 2020.

6.1.3 Plataforma Carbonática

O reservatório condiz com o modelo de evolução de *rafts* descritos por Duval *et al.* (1992) e Rouby *et al.* (2002) para as bacias do oeste africano. Durante as etapas iniciais de deformação, a plataforma carbonática intacta atingiu um grau de extensão em que se tornou semirrígida na parte mais proximal, enquanto na parte mais distal, foram formadas sequências de jangadas (*rafts*), representados por blocos arqueados, em forma de casco de tartaruga (*turtlebacks*), isolados e sem contato entre si (Figura 37). Os blocos falhados experimentaram movimentos horizontais, gerando blocos isolados (formação de jangadas ou *rafts*).

O mesmo observa-se para o modelo gerado na Bacia de Campos, proposto por Machado Jr. *et al.* (2007), com sua evolução tectônica principal, também atrelada ao albio inferior através de falhas normais e lítricas que afetaram as plataformas carbonáticas albianas. Esta movimentação foi favorecida pela presença de halita subjacente, principal componente evaporítico desta bacia, o qual manteve a seção sedimentar do Albiano constantemente desconectada do embasamento. Isto facilitou a migração dos *rafts* por dezenas de quilômetros bacia adentro, resultado da ação gravitacional sobre áreas que sofreram basculamento por subsidência térmica.

Figura 37 - Modelo conceitual da fase de desenvolvimento de *rafts*.



Legenda: Na Figura 37A se tem o polígono de *rafts* indicado no modelo conceitual da costa africana, invertida para efeito de comparação com a interpretação dos *rafts* na Bacia de Campos na Figura 37B.

Fonte: Figura 37A - ROUBY *et al.*, 2002. Adaptada pelo autor, 2020. Figura 37B. Seminário interno Petrobras (V SINTEX) MACHADO Jr. *et al.*, 2007. Adaptada pelo autor, 2020.

6.2 Estratigrafia da área

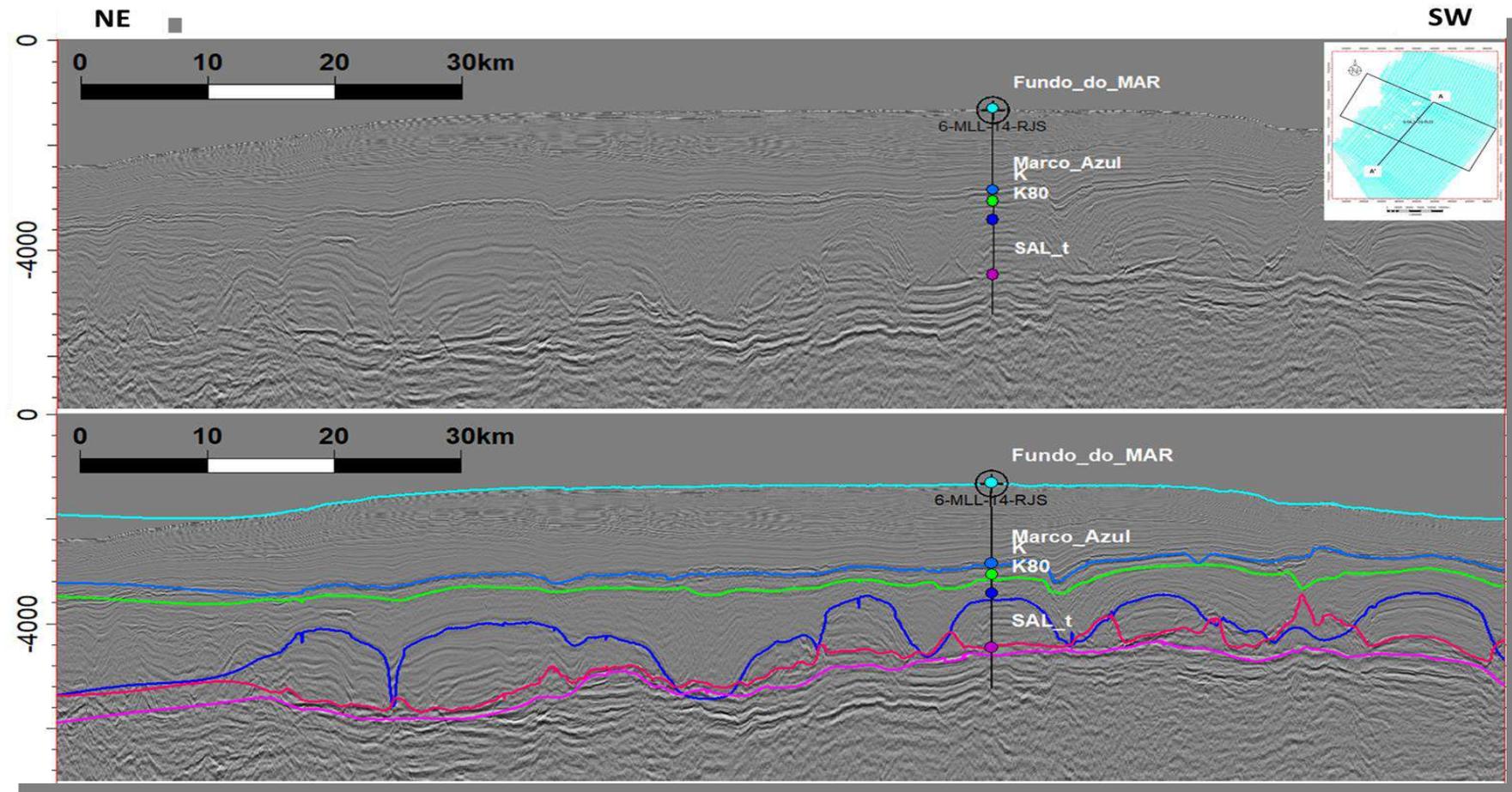
O arcabouço estratigráfico do reservatório do estudo, localizado na Bacia de Campos, segue a disposição proposta por Winter *et al.* (2007). A espessura sedimentar máxima chega a aproximadamente 4,5 km. A porção basal se dá por derrames basálticos, podendo conter acúmulo de hidrocarboneto, por ser intensamente fraturado, pertencentes ao Grupo Lagoa Feia. A seção intermediária do Grupo Lagoa Feia é composta por depósitos lacustres, a Formação Atafona apresenta intercalações de arenitos, siltitos e folhelhos ricos em talco-stevensita. Acima, temos a Formação Coqueiros, composta de intercalações de camadas de folhelhos lacustrinos e carbonatos compostos por rudstones, com moluscos e *floatstones* (coquinas), atingindo espessuras de até 100 m, que compõem importantes reservatórios do pré-sal. Na seção superior do Grupo Lagoa Feia vemos a Formação Itabapoana, composta por conglomerados polimíticos, arenitos e siltitos. São rochas interpretadas como fan deltas ou aluviais, em margens de ambientes lacustrinos. A Formação Retiro, encerrando o Grupo Lagoa Feia, é composta por anidrita e mais subordinadamente halita.

Acima do Grupo Lagoa Feia, depositaram-se, os Grupos Macaé e Campos, referentes a fase drifte da Bacia de Campos. Durante o intervalo Albiano - Neocretáceo, houve uma transgressão marinha, seguido de um grande episódio de progradação sedimentar, a partir do Paleógeno.

O Grupo Campos recobre discordantemente o Grupo Macaé, em alguns lugares erodindo a plataforma carbonática. Representa o preenchimento durante a fase final de subsidência térmica e do basculamento. Na área de estudo o grupo é representado por sedimentos proximais areno-conglomeráticos a carbonáticos que gradam a folhelhos nas porções distais com sequências turbidíticas.

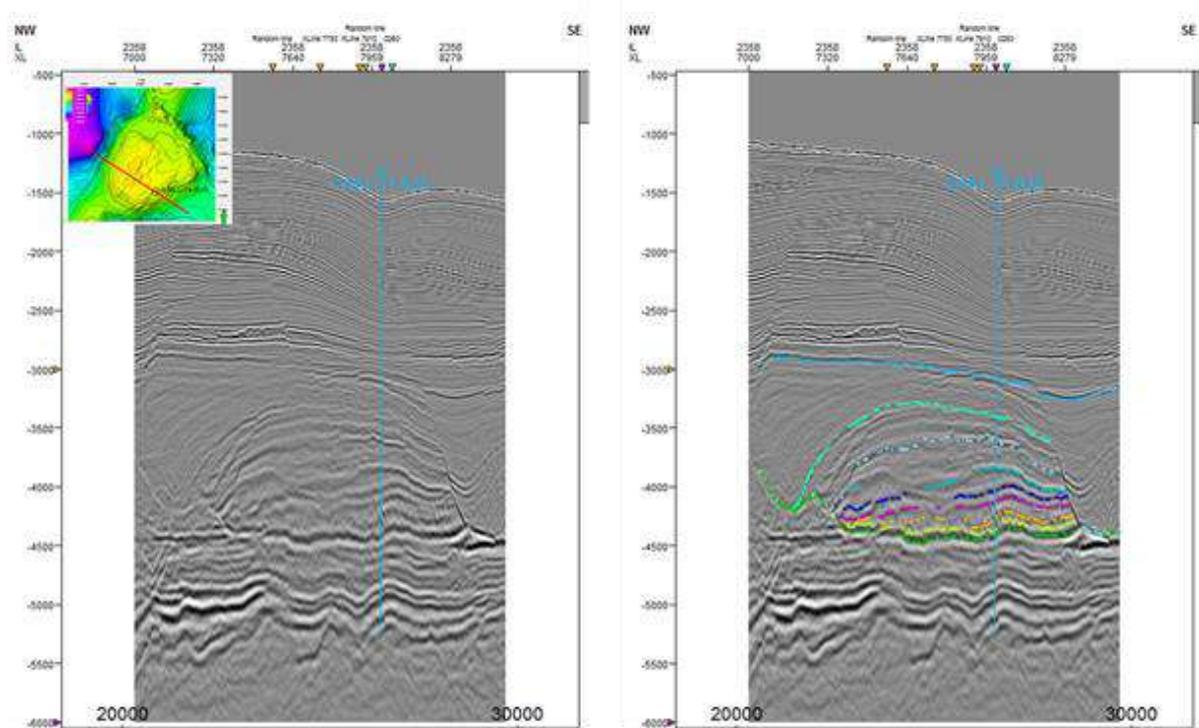
Seis horizontes foram interpretados em linhas sísmicas 2D e 19 horizontes foram interpretados em 3D (Figura 38 e 39), todos foram amarrados à carta estratigráfica de Winter *et al.* (2007). Estes horizontes foram usados para construir modelos estruturais 3D regionais e de escala de reservatório.

Figura 38 - Seção em profundidade com os horizontes sísmicos mapeados nas linhas 2D



Legenda: Horizontes sísmicos mapeados nas linhas 2D, mostrando a correta amarração com o poço tipo, pós conversão de T X P.
 Fonte: O autor, 2020.

Figura 39 - Seção em profundidade com os principais horizontes sísmicos mapeados no volume 3D.



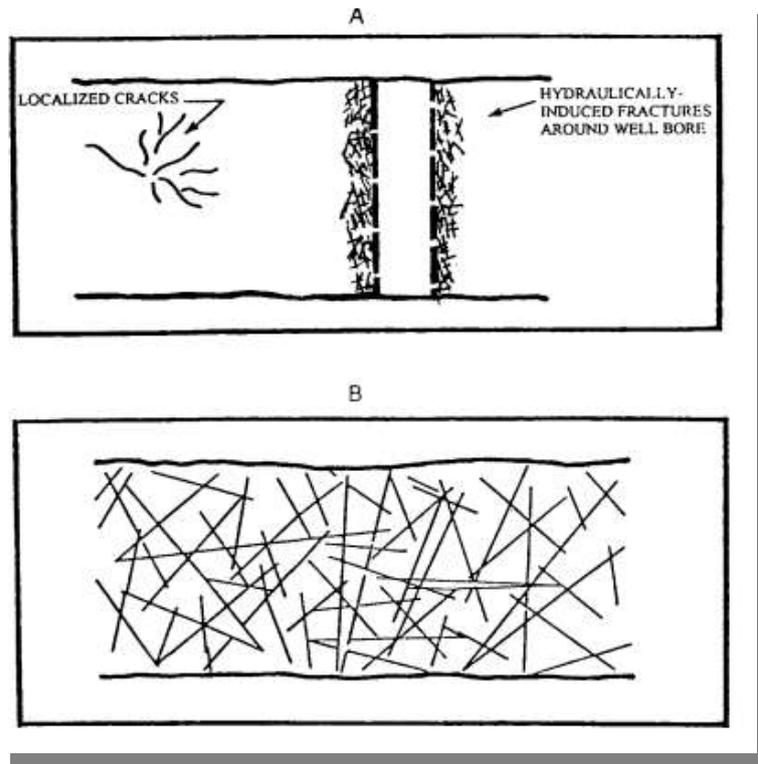
Legenda: Na esquerda da imagem se tem a seção não interpretada, a direita se tem os principais horizontes sísmicos de escala de reservatório, mapeados no volume 3D.

Fonte: O autor, 2020.

6.3 Reservatório Carbonático Naturalmente Fraturado

Um reservatório carbonático é definido como "fraturado", apenas se existir uma rede contínua de vários graus de fraturamento por todo o reservatório (Van Golf T.D. - Racht *et al.* 1996). Tais fraturas são formadas naturalmente durante as circunstâncias específicas geológicas da história do reservatório. Entretanto, a presença de algumas fraturas dispersas induzidas por estímulos em uma rocha carbonática, nunca transformarão um reservatório carbonático em um "reservatório de carbonato fraturado" natural (Figura 40).

Figura 40 - Identificação de redes de fratura, reservatórios carbonáticos.



Legenda: Reservatório artificialmente estimulado e fraturado em A, B reservatório naturalmente fraturado.

Fonte: T.D. VAN GOLF-RACHT *et al.*, 1996.

Do ponto de vista geomecânico, as fraturas em reservatórios carbonáticos naturalmente fraturados correspondem a uma superfície sólida com perda de coesão e uma ruptura sem deslocamento perceptível é observada. Sob as mesmas tensões, o fraturamento resultante de eventos tectônicos será diferente em diferentes tipos de rochas (Van Golf T.D. - Racht *et al.* 1996).

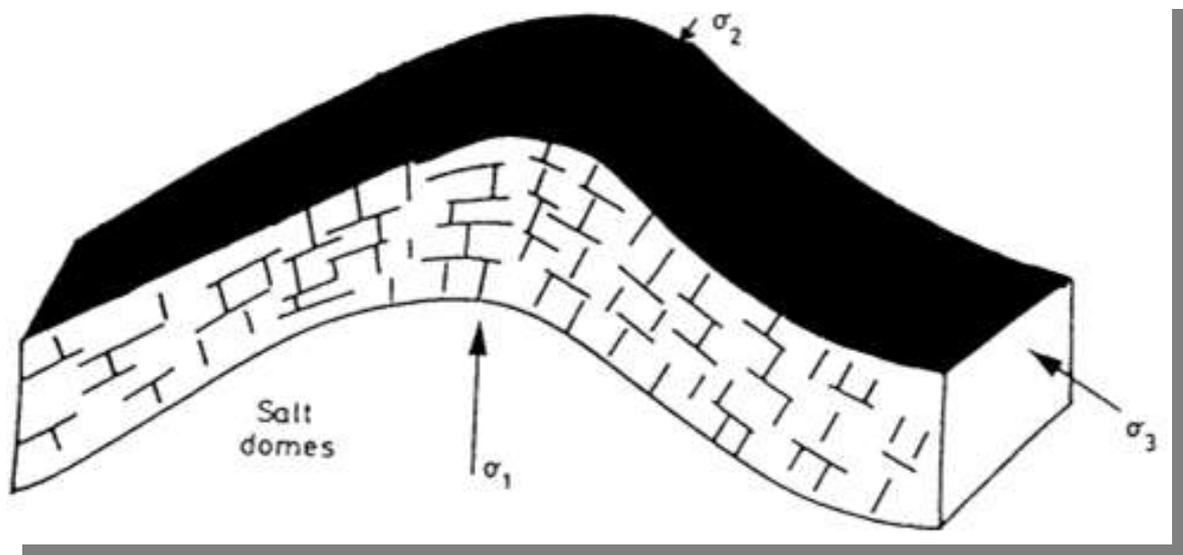
O fraturamento será mais eficiente, por exemplo, em rochas reservatório quebradiças, de baixa porosidade e permeabilidade, onde as fraturas são relativamente estendidas e têm grandes aberturas, sendo chamadas de macrofraturas. Em rochas menos quebradiças de alta porosidade, as fraturas são de extensão limitada e com aberturas relativamente pequenas, estas são chamadas de "microfraturas" ou "fissuras". Fraturas que são geradas como resultado do estresse que reduz a coesão da rocha, podem ser atribuídas a vários eventos geológicos, como:

- a) Diastrofismo no caso de dobramento e/ou falha;
- b) Expansão da parte superior dos sedimentos como resultado da erosão consistente, associada à remoção da cobertura, que causa uma tensão diferencial na rocha através dos planos de fraqueza;

- c) Redução do volume de rocha como resultado da perda de água no folhelho ou areias;
- d) Redução do volume da rocha no caso de variação de temperatura em rochas ígneas.

No caso do reservatório, temos a halocinese como evento atuante no fraturamento intenso da rocha carbonática. Com o diapirismo passivo nas porções laterais da estrutura tem-se o dobramento e arqueamento da estrutura gerando a rede de fraturas (Figura 42).

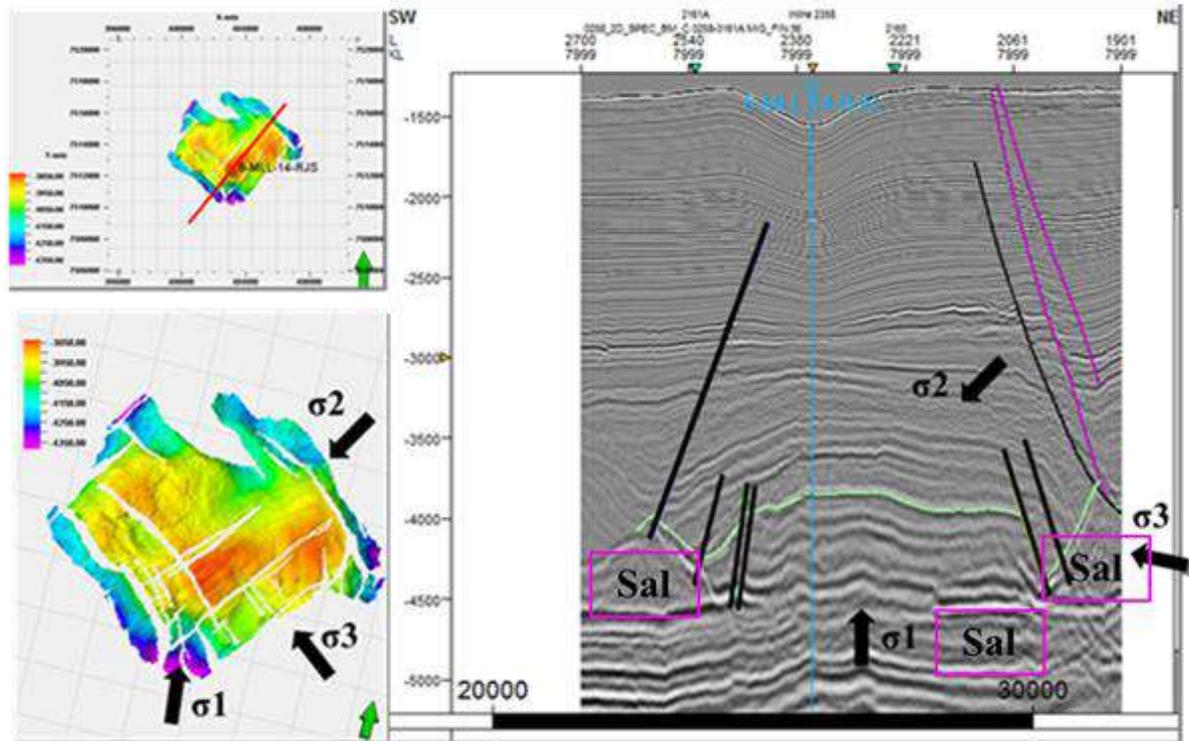
Figura 41 - Rede de fraturas devido ao dobramento por domo de sal.



Legenda: Dobramento por domo de sal, gerando a rede de fraturas no reservatório.
 Fonte: VAN GOLF T.D. & RACHT *et al*, 1996.

Devido a direção da maior tensão principal σ_1 ao longo do mergulho estrutural, uma série de fraturas transversais e respectivas fraturas conjugadas irão se desenvolver. Esta observação é de grande interesse ao estudar dados de afloramento e sísmicos em uma estrutura dobrada (Figura 42). Baseado em fraturas conjugadas observadas, torna-se possível entender em que direção σ_1 esteve durante o dobramento, e também, para estabelecer a direção normal na mesma camada/plano onde σ_1 foi aplicado. O mergulho do anticlinal é então dado por σ_1 e o ataque é dado pela direção de σ_3 .

Figura 42 - Rede de falhas em seção sísmica, geradas possivelmente pelo comportamento rúptil em resposta ao arqueamento da estrutura, resultante da queda das paredes de sal laterais ao reservatório de maneira passiva.



Legenda: Dobramento gerado por domos de sal laterais a estrutura, σ_1 no caso da imagem seria somente o resultado final deste efeito, combinado pelo arqueamento sendo análogo ao modelo da figura 41, gerando a rede de fraturas no reservatório.

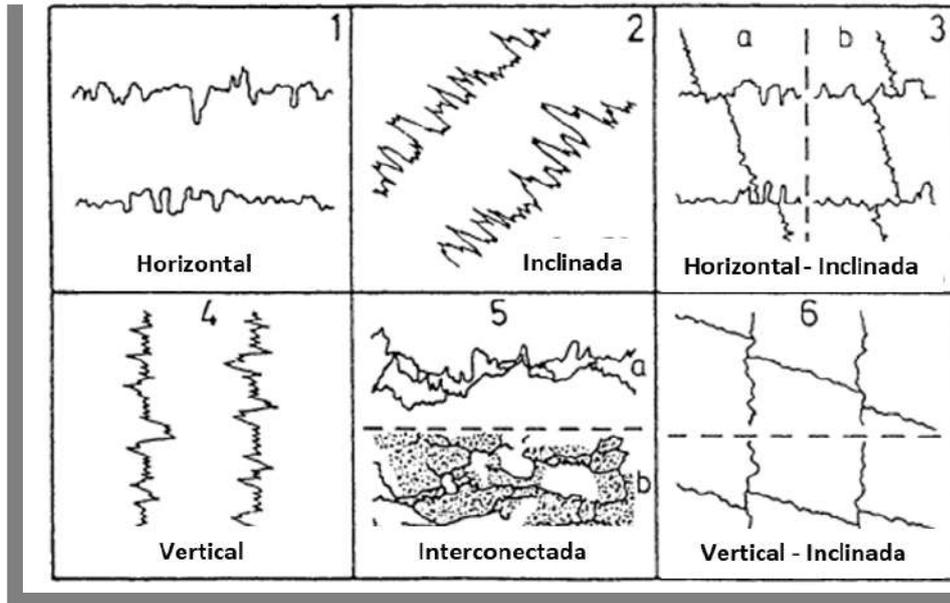
Fonte: O autor, 2020.

6.3.1 Estilólitos e Juntas

Em reservatórios carbonáticos fraturados, tanto as juntas quanto os estilólitos têm uma influência considerável na qualidade do reservatório. Os estilólitos ocorrem como planos irregulares de descontinuidade, passando através da matriz rochosa, geralmente mais ou menos paralela ao acamamento (Figura 43 ilustra os principais tipos), e sua presença normalmente reduz a intercomunicabilidade do sistema de fratura do reservatório (Park & Schott 1968).

Compreender a importância dos estilólitos para reservatórios fraturados, depende mais da compreensão do momento de sua origem em relação ao fraturamento e migração de hidrocarbonetos, do que de sua origem real. As juntas são mais comuns que os estilólitos e normalmente estão associadas à história estrutural da área e podem ser usadas com sucesso para a interpretação da angularidade das tensões principais, resultando em dobramentos regionais e tendências de falha.

Figura 43 - Principais tipos de estilólitos.



Legenda: Classificação de estilólitos vs. acamamento.

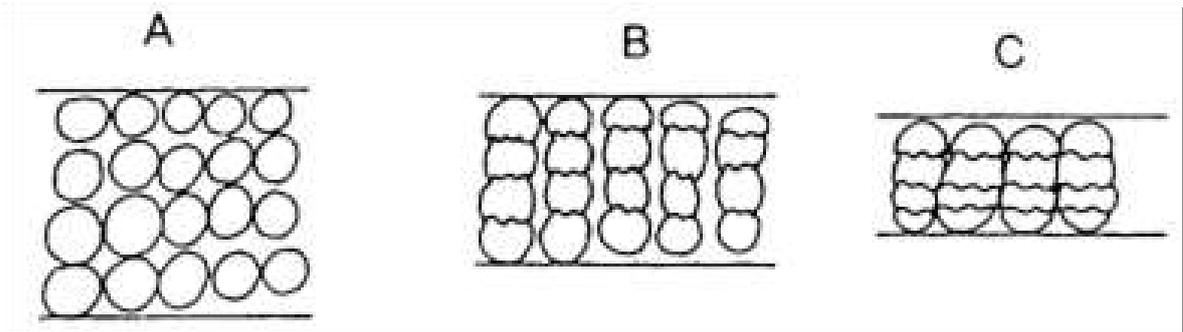
Fonte: PARK & SCHOTT, 1968, adaptada pelo autor, 2020.

A presença de estilólitos em rochas carbonáticas é uma característica comum independente das fácies da rocha e da idade geológica. Em geral, são facilmente reconhecíveis como planos irregulares de descontinuidade ou suturas, ao longo dos quais duas unidades de rocha parecem estar interligadas ou se interpenetrando mutuamente (Dunnington 1967). Esses planos são geralmente caracterizados pelo acúmulo de resíduos insolúveis que formam as suturas de estilólito; eles podem terminar lateralmente ou convergir em costuras de argila residuais. A presença de estilólitos e cimentos reprecipitados, principalmente se contínuos, causam considerável redução na qualidade do reservatório, pois atuam como barreiras ao sistema hidrodinâmico, poros intergranulares e redes de fratura.

Embora a origem dos estilólitos no passado tenha suscitado considerável debate, agora é geralmente aceito como sendo o resultado de um processo de contração-pressão ou de um processo de pressão-dissolução (Park & Schott 1968).

No caso de um processo de dissolução por pressão, a estilolitização pode ser simplificada como mostrado na Figura 44. Os grãos originais da fase "A" da figura 44, devido ao aumento da pressão do fluido (como resultado do aumento da sobrecarga com o aprofundamento do sepultamento), atingirá um estado de alta solubilidade que será maior nas extremidades do grão e contatos, ponto a ponto entre os grãos. A fase "B", na Figura 44, representa o material carbonático que irá ser transportado e se a dissolução continuar, a nova fase "C" da figura 44 será alcançada.

Figura 44 - Processo de estilolitização.



Legenda: Diagrama esquemático da estilolitização com encolhimento de A-C.
 Fonte: PARK & SCHOTT., 1968.

A estilolitização é o único processo além da erosão que introduz mudanças no volume e na forma das rochas carbonáticas após o endurecimento inicial. Estilólitos influenciam o volume em massa, a porosidade e frequentemente a permeabilidade. Além disso, eles podem ser frequentemente uma fonte de microfraturas (Dunnington 1967).

Em rochas duras, como calcários, após o endurecimento inicial da rocha quando fluido, (água) atinge uma pressão crítica, o processo de estilolitização pode ser desenvolvido em função da profundidade de soterramento.

As juntas são consideradas características estruturais, mas sua origem permanece controversa. Em geral, as teorias relativas à sua formação está associada à observação e interpretação das características mais evidentes, como paralelismo angular, relações entre conjuntos de juntas e outras características estruturais (dobras e falhas).

7. ANÁLISE ESTRUTURAL E ESTRATIGRÁFICA

7.1 Interpretação Sísmica dos horizontes

Na figura 45 é possível destacar na seção não interpretada as diferentes fácies sísmicas que serviram de padrão para a interpretação dos principais horizontes na área de estudo, assim como o suporte dos marcadores interpretados em poço.

Foram identificados quatro grupos distintos de padrões de fácies sísmicas:

- a) Um padrão entre Mioceno (Marco Azul) e o Cretáceo Superior (K sísmico), onde os refletores são praticamente horizontais e com algumas feições erosivas localizadas. Este padrão se repete também até o fundo do mar;
- b) Um padrão entre o intervalo Cenomaniano (K80) ao topo do Sal (Aptiano), onde os refletores mostram um padrão de camadas sub-horizontais bastante falhados e descontínuos em domínio proximais e até o Alto Externo. A partir de porções de domínio transicional e compressional estas fácies ficam mais contínuas e aparentam ter um comportamento reológico mais dúctil acompanhando a deformação da camada de sal. As falhas lítricas deste intervalo geram calhas sedimentares profundas, onde os refletores sísmicos encontram-se em padrão divergente, indicando clara deposição sin-tectônica;
- c) Um padrão entre a base do sal e o possível embasamento barremiano, onde os refletores são mais contínuos, estes limitados pelas falhas do *rift* e com crescimento sedimentar dentro dos grábens;
- d) Um padrão abaixo do topo embasamento, praticamente sem refletores sísmicos, devido à falta de contrastes de impedância importantes.

Através do mapeamento em detalhe, com o dado sísmico, dois importantes horizontes foram selecionados pela sua importância na sequência de análise do arcabouço estrutural;

7.1.1 Base do Sal

Devido à boa resolução sísmica nas linhas e sua grande espessura de sal aliado ao contraste de impedância entre a camada de anidrita com as litologias mais porosas do Grupo Lagoa Feia, foi possível identificar um refletor que marca a base do Sal. Este mapeamento foi feito com uma boa distribuição areal, ajustando com bastante precisão a base do sal, tanto nas linhas 2D, assim como no dado 3D disponível para o mapeamento.

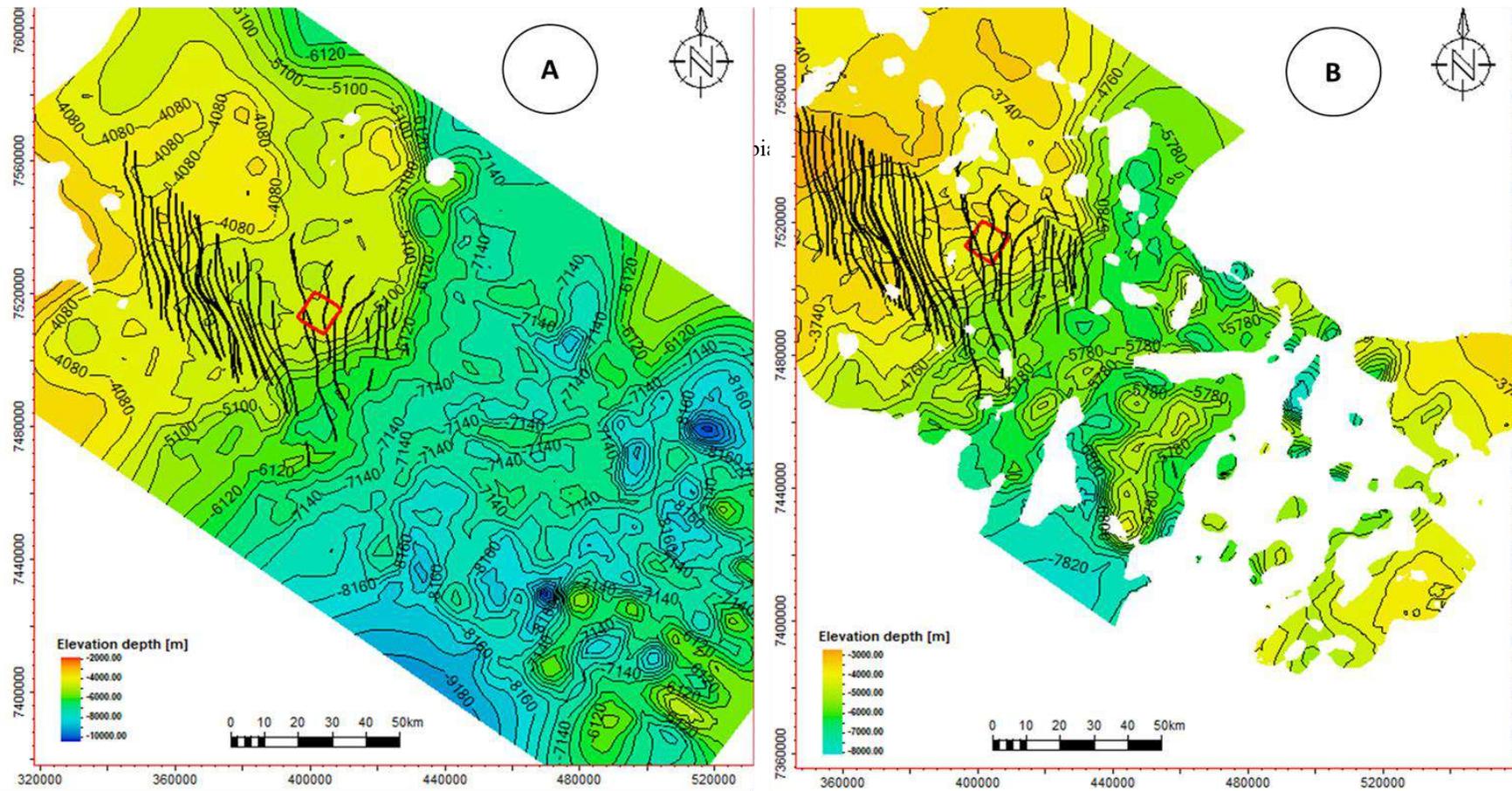
O mapa da base do sal (Figura 45A) mostra uma topografia mais suave na parte noroeste, porém quando chega próximo da área em destaque na figura, nota-se o início da inflexão na topografia, com diminuição de cota. Essa redução possivelmente reflete o relevo estrutural do embasamento.

7.1.2 Topo do Cenomaniano - Neoalbiano

Como pode ser visto na seção sísmica da figura 46, existe um refletor sísmico de forte anomalia positiva (cor em preto na sísmica) que marca muito bem a entrada de sedimentos referentes a plataforma carbonática (Fm Outeiro), resultado do contraste de impedância entre as rochas siliciclásticas do Grupo Campos com as carbonáticas do Grupo Macaé.

Na área do *raft* estudado, o horizonte tem a forma de um domo antiformal, limitado por falhas (Figura 45B).

Figura 45 - A) Base do Sal, B) Cenomaniano - Neoalbian.

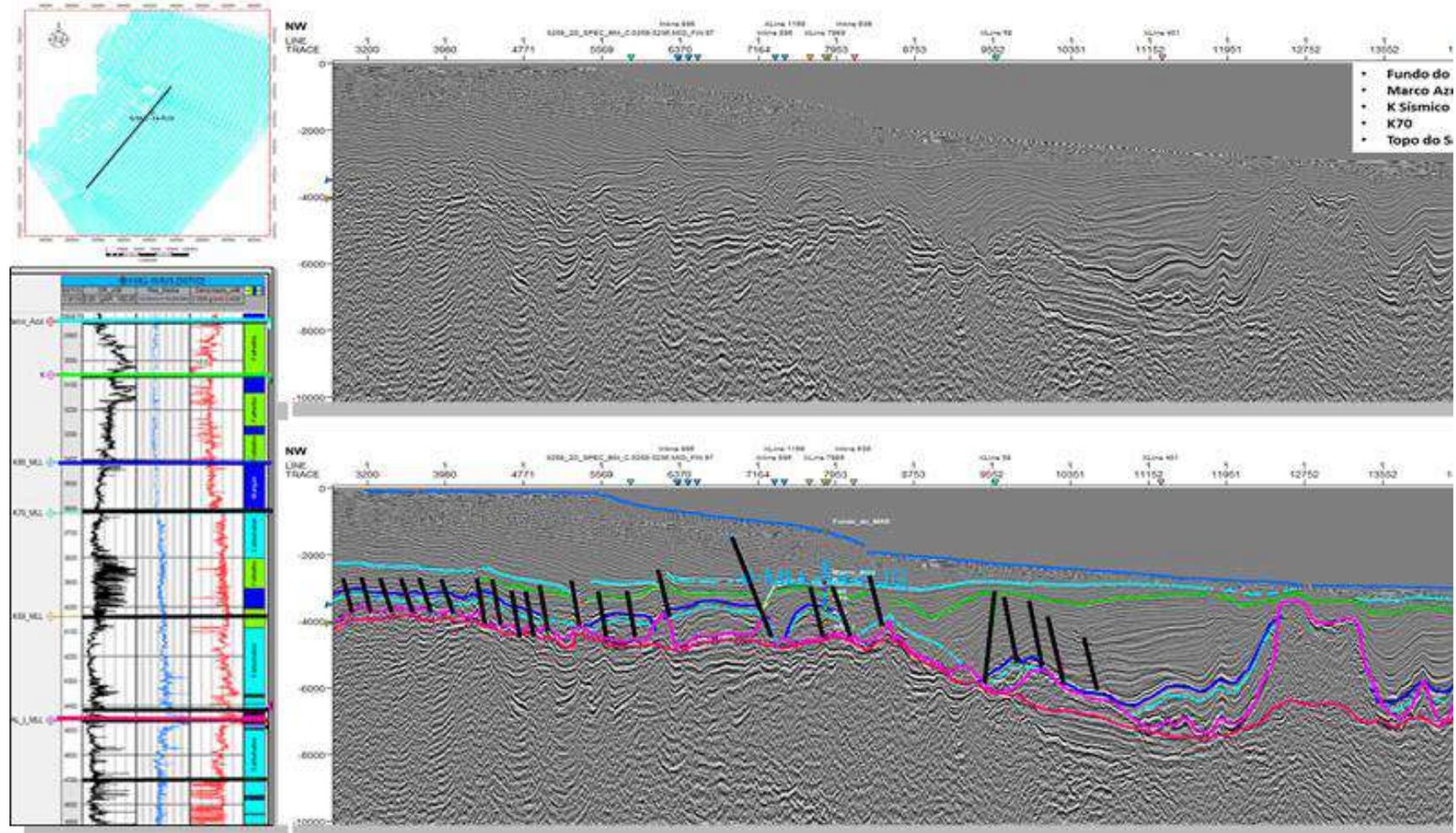


Legenda: Mapas estruturais representado os horizontes base do sal e cenomaniano, em destaque vermelho área do *raft* estudado.

Fonte: O autor, 2020.

A interpretação sísmica 2D teve como alvo principal os horizontes regionais (Fundo do mar, Marco azul, Cretáceo sísmico, Cenomaniano, Albiano, Topo do sal e a Base do sal) e os *trends* de falhas de possível rastreabilidade (Figura 46). Estes horizontes cronoestratigráficos, associados às falhas, permitem o entendimento do arcabouço estrutural e geológico.

Figura 46 - Seção com as principais fácies sísmicas e seqüências sedimentares interpretadas, assim como as falhas que afetam a área interpretada.



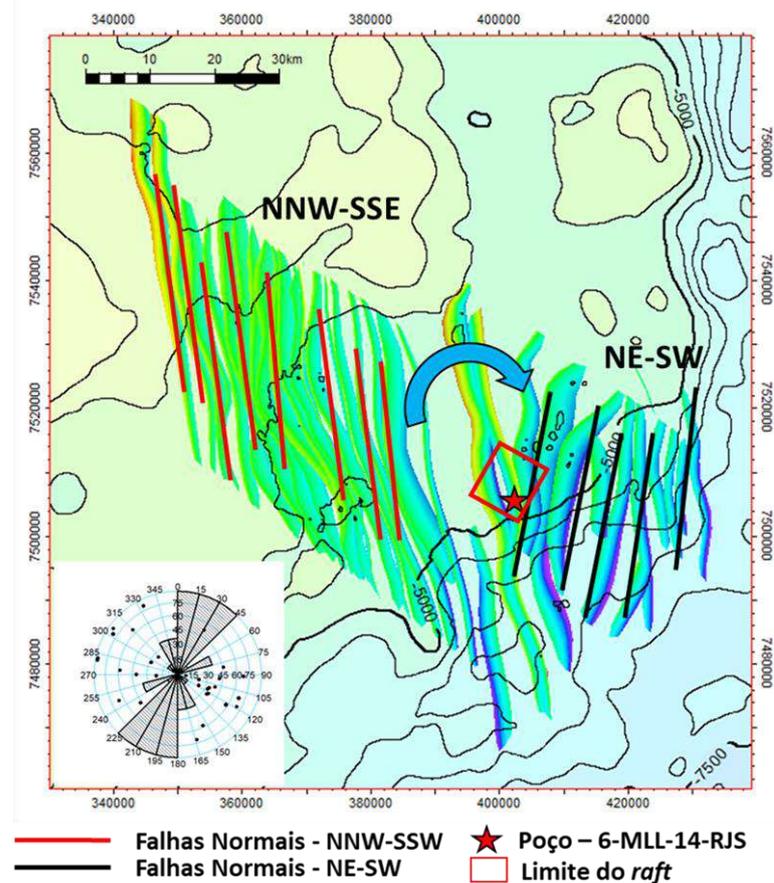
Legenda: Linha 0258_2D_SPEC_BM_C.0258-3236.MIG_FIN.61 não interpretada acima e interpretada abaixo, em mapa de localização das linhas e detalhe para as falhas em cor preta interpretadas na área.

Fonte: O autor, 2020.

7.2 Feições Estruturais Regionais

A Figura 47 destaca os principais *trends* de falhas interpretadas regionalmente a partir do dado sísmico 2D, onde nota-se dois principais domínios estruturais registrados, um de direção NNW-SSE nas porções de domínio extensional da bacia, e outro de direção NE-SW em domínio translacional da bacia, assim como a suavização do mergulho das falhas.

Figura 47 - Mapa com as principais falhas regionais e que afetam a área interpretada.

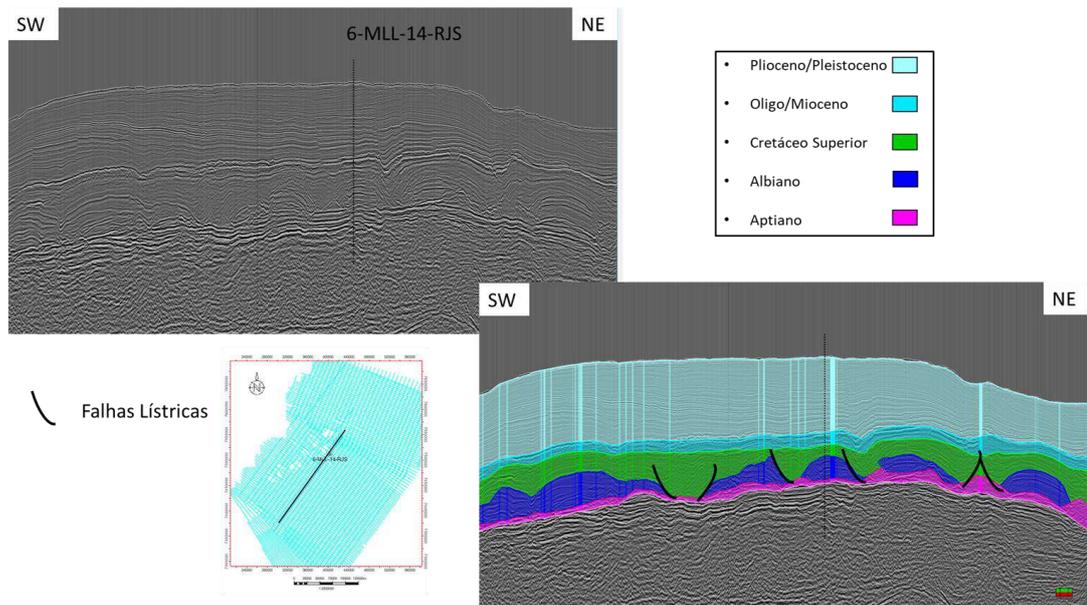


Legenda: A figura detalha a mudança de direção dos *trends* de falhas interpretadas de NNW-SSE para NE-SW.

Fonte: O autor, 2020.

A figura 48 apresenta a interpretação em seção regional dos *rafts* individualizados, resultado da segmentação dos pacotes da plataforma carbonática do albian. Destacando as falhas lítricas responsáveis pela evolução desta segmentação e da criação de espaço para deposição das sequências espessas do cretáceo superior.

Figura 48 - Seção 0258_2D_SPEC_BM_C.0258-3260.MIG_FIN.110.



Legenda: A esquerda da imagem temos a linha não interpretada, à direita nota-se os *rafts* interpretados e já individualizados, com crescimento de seção no cretáceo superior associado às falhas lítricas.

Fonte: O autor, 2020.

7.3 Análise estrutural-estratigráfica da Plataforma Carbonática

A geometria da plataforma carbonática pode ser entendida com a evolução de um sistema de falhas que isolaram o *raft*. Estas foram separadas em domínios estruturais locais de acordo com seu padrão estrutural e sua história evolutiva (Figura 49 e 50).

Nas regiões noroeste e sudeste da estrutura predominam falhas normais planares de direção NE com mergulho em direção a borda da estrutura, possivelmente associados à segmentação da paleoplataforma carbonática. Na região central, as falhas normais planares de direção NE com mergulho predominante à SE secundariamente a NW, associadas ao arqueamento da estrutura. Na região nordeste e sudoeste predominam falhas normais planares de direção NW com mergulho NE e SW, possível componente oblíquo associado à separação dos *rafts* antes unidos. Na região nordeste existe uma outra família de falhas normais planares de direção NNW com mergulho NE associadas à separação dos *rafts* na área com possível movimento oblíquo devido à movimentação sinistral.

Foram então definidos 4 domínios estruturais (Figura 49b) que cortam a sequência do reservatório na estrutura:

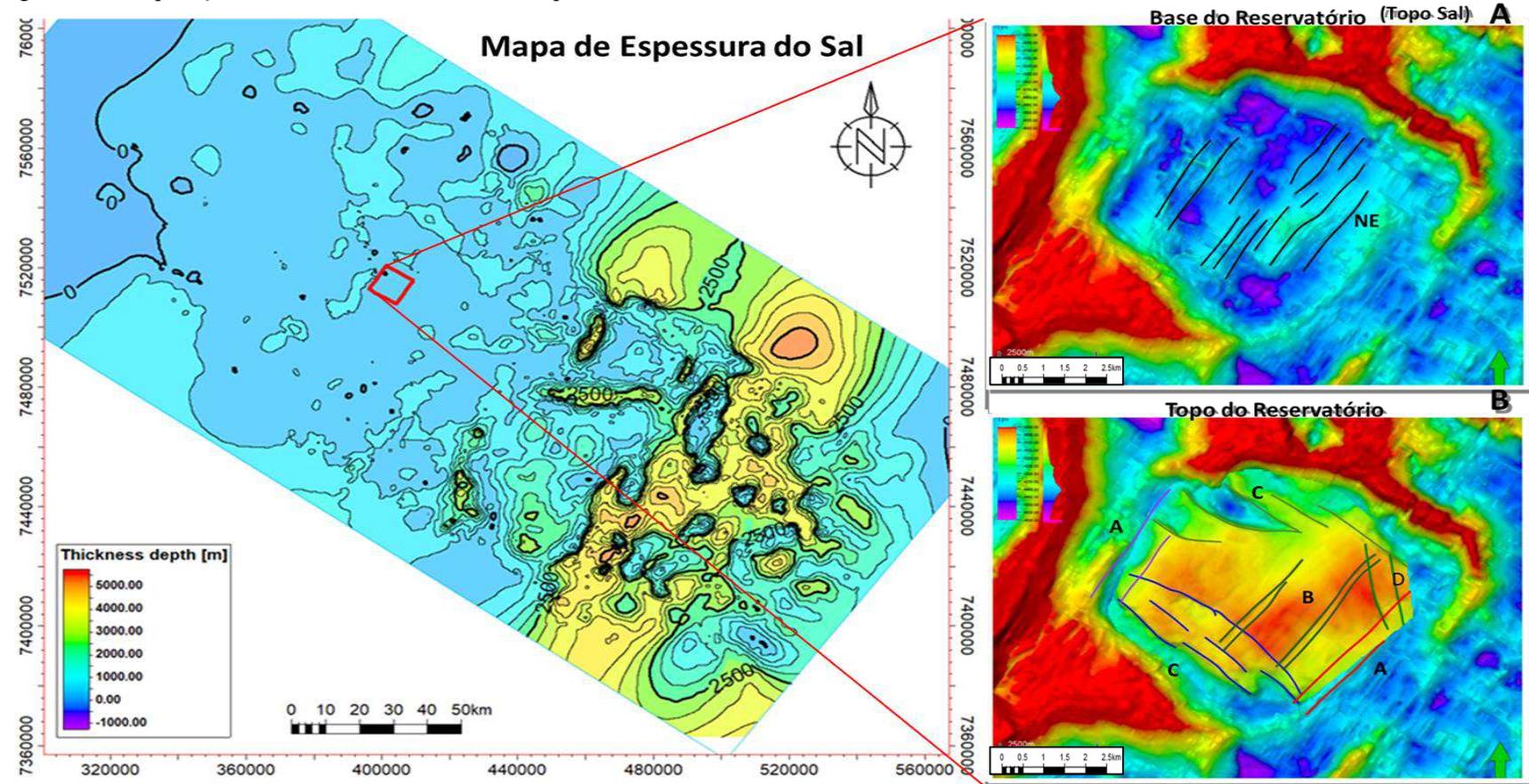
A – Falhas normais planares de direção NE com mergulho em direção à borda da estrutura, possivelmente associados a segmentação da paleoplataforma carbonática.

B – Falhas normais planares de direção NE com mergulho predominante à SE secundariamente a NW associadas ao arqueamento da estrutura,

C – Falhas normais planares de direção NW com mergulho NE e SW, possível componente oblíquo associado a separação dos *rafts* no entorno da estrutura.

D – Falhas normais planares de direção NNW com mergulho NE associadas a separação dos *rafts* na área com possível movimento oblíquo devido a movimentação sinistral.

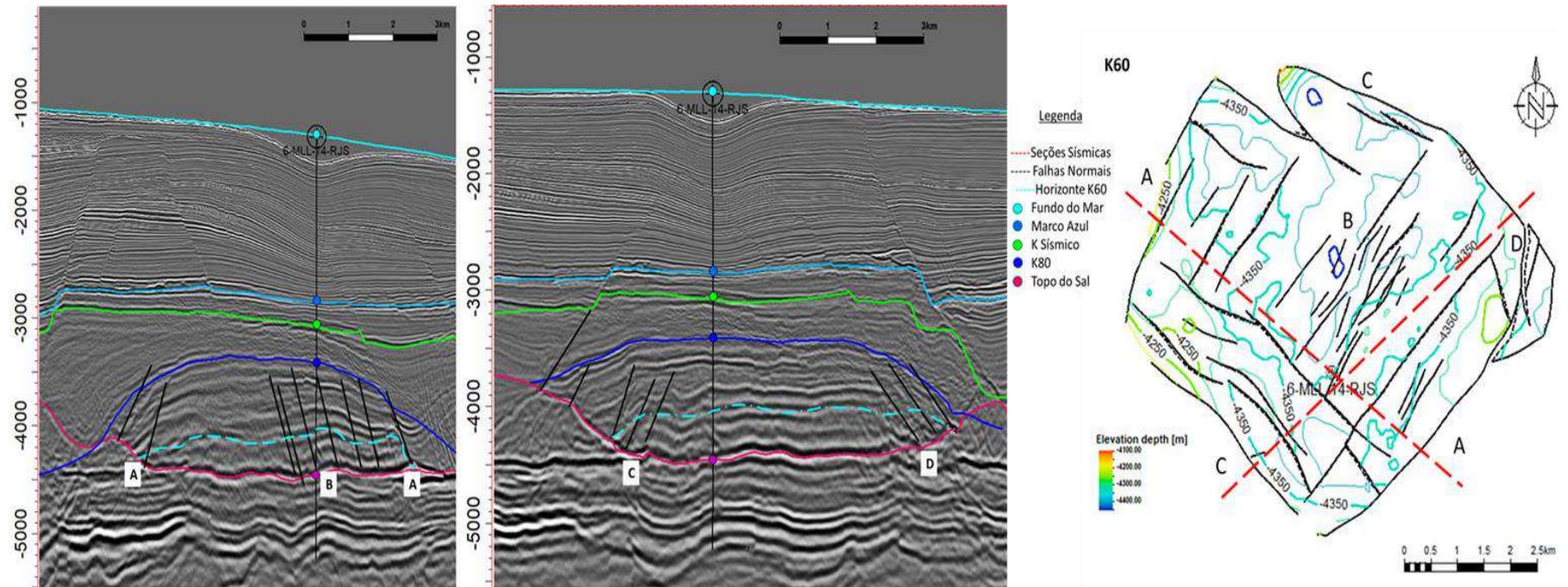
Figura 49 - Interpretação das falhas do reservatório em mapa.



Legenda: Na imagem 49A observam-se falhas de direção NE na base do reservatório (topo do sal). Na imagem 49B estão destacados os domínios estruturais identificados no reservatório.

Fonte: O autor, 2020.

Figura 50 - Interpretação das falhas do reservatório em seção sísmica



Legenda: A imagem ilustra a seção AA' (NW-SE) cortando as falhas dos domínios A e B, e a seção NE-SW que corta as falhas do domínio C e D.
 Fonte: O autor, 2020.

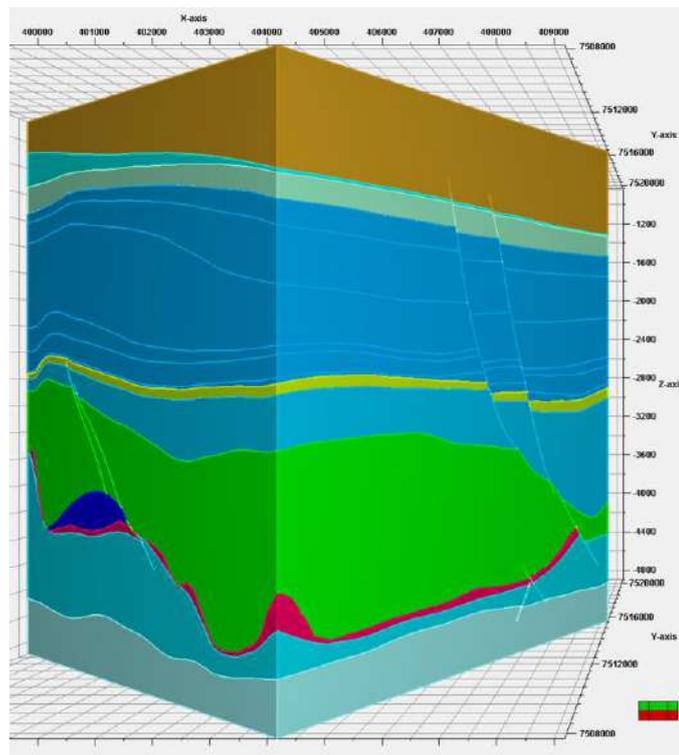
8. MODELAGEM ESTRUTURAL 3D

A Modelagem Estrutural partiu da construção de um modelo estrutural 3D com falhas, horizontes e marcadores geológicos (*well tops*). Este modelo foi construído a partir de 19 horizontes e 68 falhas com incremento de 50X50m (x, y) (Figura 51 e 52).

Após seu refinamento, foi gerado um *grid* geocelular com o mesmo incremento do modelo estrutural de 50X50m (i, j) e *layering* variando de acordo com as zonas geológicas. É válido destacar que quanto mais refinada e ajustada estiver a relação entre falhas/horizontes do modelo estrutural 3D, melhor será o resultado alcançado na reconstrução estrutural 3D, uma vez que estes são os principais insumos para tal.

Com o modelo estrutural 3D finalizado, foi realizada a restauração estrutural.

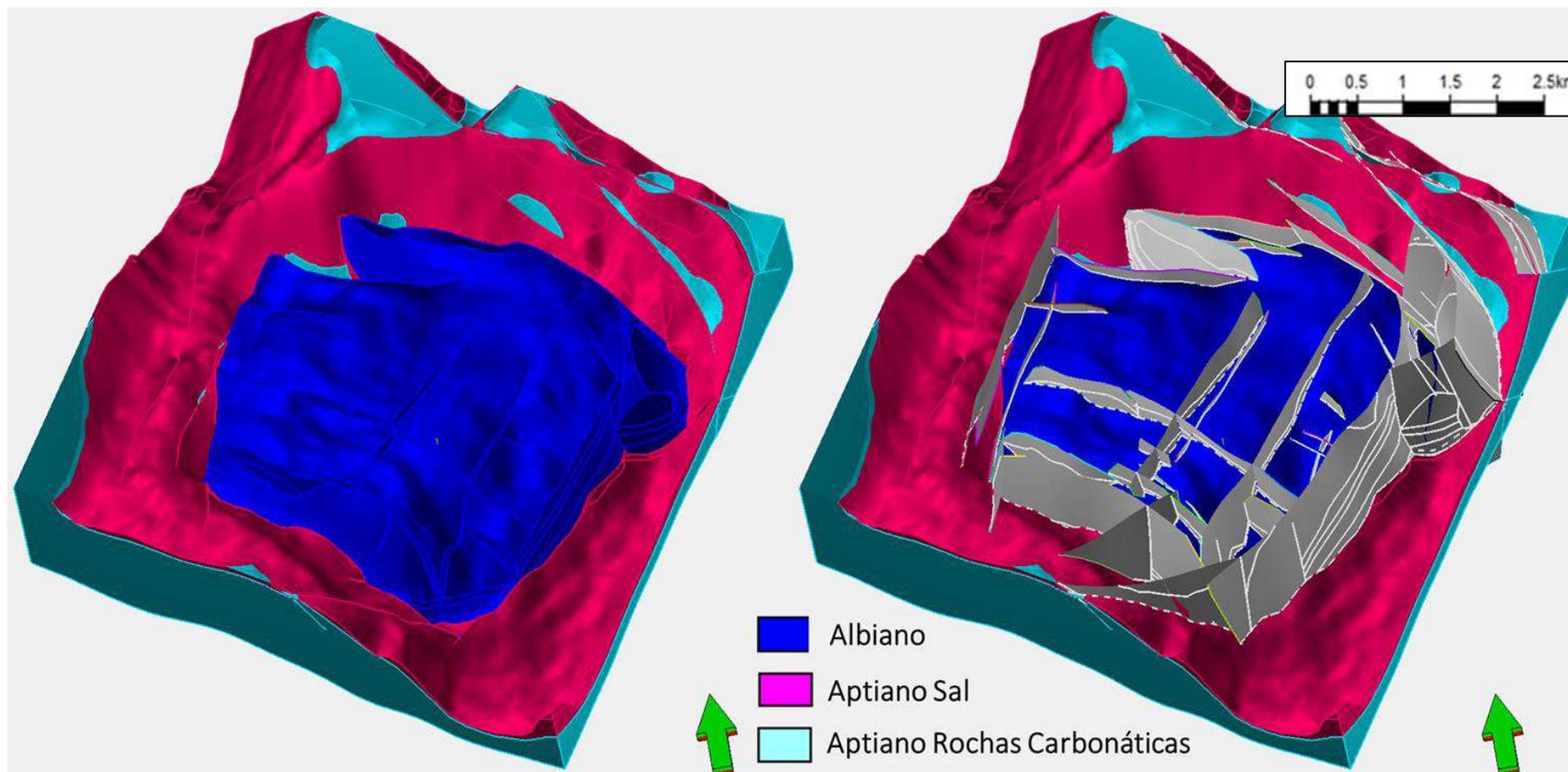
Figura 51 - Modelo 3D gerado a partir dos horizontes e falhas interpretados.



Legenda: Modelo estrutural 3D gerado com os 19 horizontes e suas falhas, em azul temos o reservatório carbonático e em rosa o corpo de sal.

Fonte: O autor, 2020.

Figura 52 - Arcabouço estrutural 3D modelado.



Legenda: A esquerda da imagem se tem o modelo estrutural gerado sem as falhas e a direita com as falhas (cinza), em verde o topo do reservatório carbonático e em rosa o topo do sal.

Fonte: O autor, 2020.

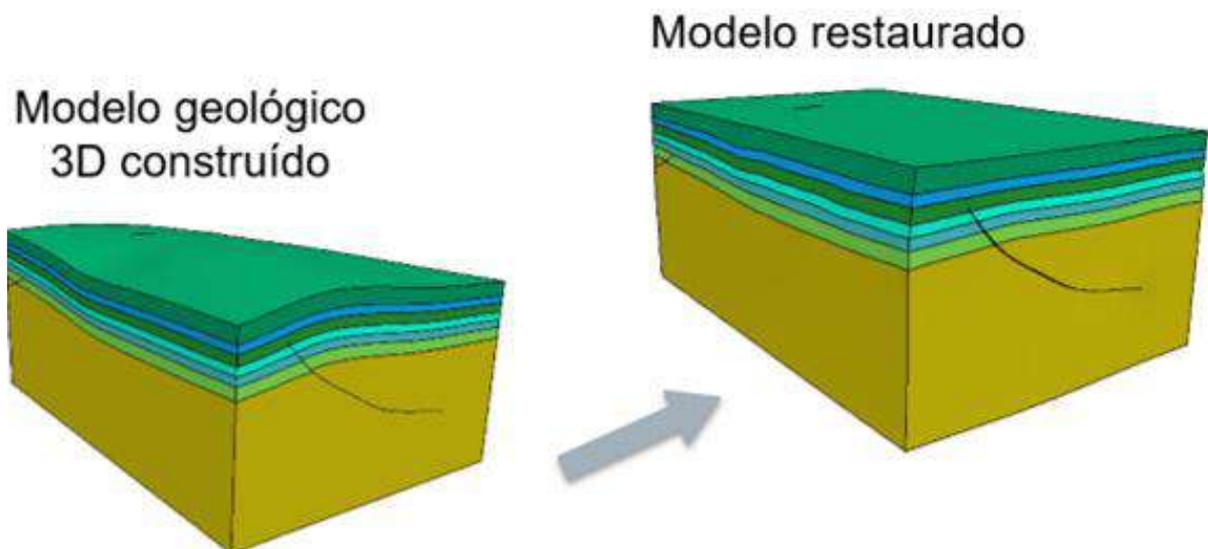
9. RESTAURAÇÃO ESTRUTURAL 3D

De uma maneira geral, a restauração estrutural foi realizada para determinar a posição estratigráfica da deposição dos horizontes no passado geológico, via processo conhecido como “*back-stripping*” (Figura 53).

A restauração deslocou sequencialmente os horizontes atuais (“*present-day*”) para uma superfície de referência plana. Para cada evento tectônico restaurado, a geometria das falhas e dos horizontes foi gravada. Desse modo as fases restauradas registram a estrutura mais antiga da bacia (na qual os sedimentos foram depositados), acompanhando o desenvolvimento das falhas interpretadas para toda estrutura.

As geometrias atuais (“*present-day*”) dos horizontes estratigráficos foram incorporadas no modelo geológico, acompanhado de dados de porosidade, levando em consideração sua compactação antes mesmo de serem utilizadas no processo de restauração estrutural 3D, a qual foi realizada no programa Dynel3D.

Figura 53 - Exemplo de Restauração Estrutural 3D.



Legenda: À esquerda imagem do modelo estrutural, à direita o modelo restaurado a partir do processo “*back-stripping*”.

Fonte: MENESCAL *et al.*, 2019.

A restauração estrutural é baseada na solução mecânica no meio contínuo, a partir de modelo de elementos finitos. O algoritmo honra as leis físicas que governam a deformação, incluindo a conservação de massa, energia e momento.

Esta solução mecânica permitiu restaurar estruturas geológicas complexas, com condições de contorno realistas e heterogeneidades estruturais, segundo deformação elástica linear em um meio heterogêneo, anisotrópico e descontínuo.

Os horizontes restaurados para cada “*time-step*” específico foram exportados e carregados no Petrel, onde foram utilizados como dado de entrada na Modelagem Geomecânica de Processos *Forward 3D* (GFM).

10. MODELO GEOMECÂNICO *FORWARD* 3D (GFM)

A Modelagem Geomecânica de Processos “*Forward*” (GFM) visa melhorar a predição da distribuição das feições estruturais (falhas, fraturas, etc.) de uma determinada região, baseando-se em leis físicas que controlam os processos geológicos geradores destas feições, permitindo a modelagem 3D dos esforços envolvidos nos eventos tectônicos.

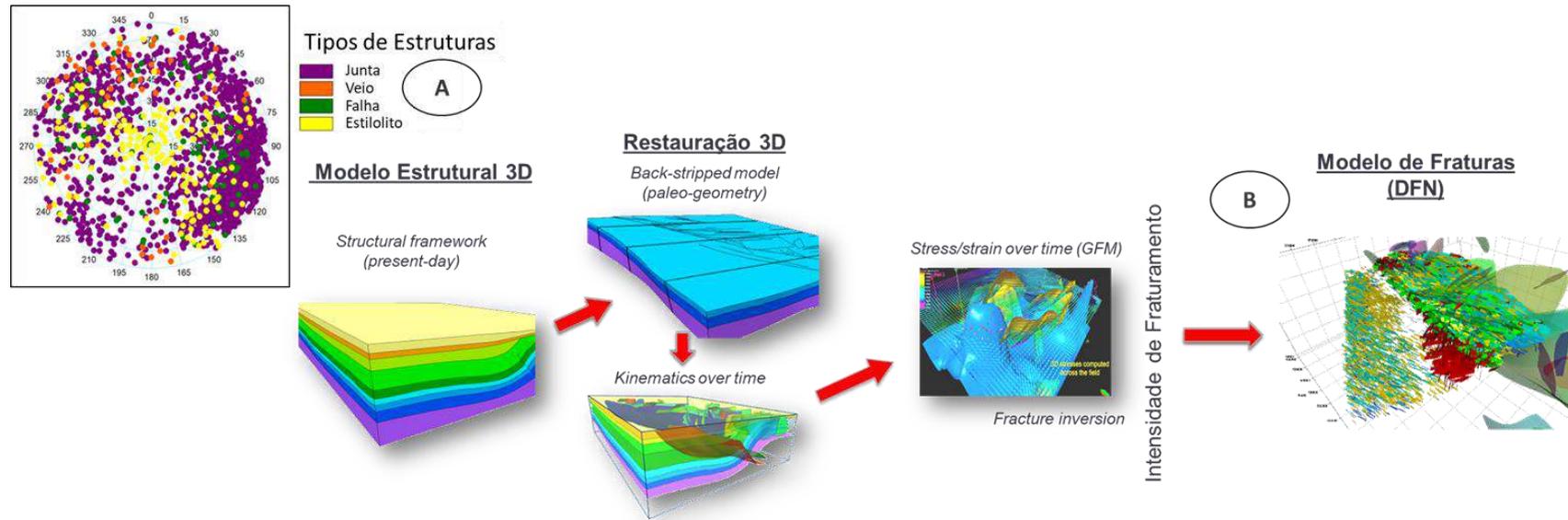
A partir de poucos dados de entrada, adquiridos na área ou provenientes de análogos, pode-se gerar diversos cenários estruturais possíveis, todos respeitando as condições de contorno impostas. Enquanto outras técnicas comumente utilizadas na modelagem numérica de reservatórios necessitam de mais dados para serem preditivas, fazendo uso de modelos estatísticos, a modelagem GFM depende principalmente das propriedades mecânicas dos materiais e da história evolutiva da região, obtida através da restauração estrutural 3D.

Dessa maneira, é possível distribuir a deformação de maneira coerente, mesmo quando não há dados estruturais disponíveis (p.ex. perfil de intensidade de fraturas), uma vez que, devido ao caráter anisotrópico e heterogêneo da distribuição da deformação, normalmente não há dados estruturais suficientes para realizar uma correta caracterização estatística da deformação. Outra vantagem do uso da modelagem GFM é a possibilidade de modelar a evolução temporal da deformação, de maneira quantitativa, permitindo a interpretação de diferentes eventos tectônicos, que podem ter dado origem às estruturas deformacionais com características distintas.

Nesta etapa, o objetivo foi incorporar os efeitos do comportamento constitutivo na distribuição de deformações dos horizontes durante a deposição. Utilizando dados de 21 poços de desenvolvimento e de exploração da área, assim como dados de perfis de imagem, dados de fraturas naturais e induzidas (Figura 54a), assim como 4 testemunhos orientados. O processo visou estimar o *strain/stress* local. A modelagem geomecânica de processos *forward* (GFM), seguida pela restauração 3D, permite a avaliação das leis físicas que conduzem à formação de falhas e fraturas *in situ* em condições apropriadas (Figura 54b).

Esta abordagem permite a correlação entre escalas (regional / reservatório).

Figura 54 - Estruturas utilizadas na modelagem e o Workflow da Modelagem GFM.



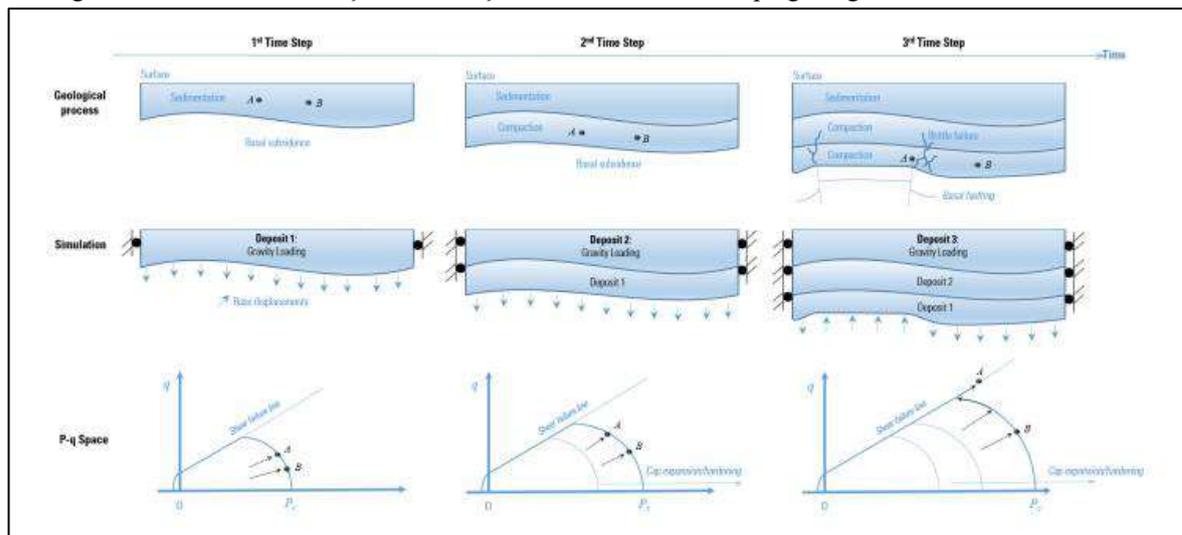
Legenda: A imagem contempla as estruturas classificadas com dados de poço e o passo a passo do processo de modelagem GFM.

Fonte: MENESCAL *et al.*, 2019, adaptada pelo autor, 2020

As tensões de escala local podem ser geradas a partir de heterogeneidades e anomalias geométricas, sejam elas: dobras, falhas, fraturas ou alterações estratigráficas, que resultam em diferenças laterais/verticais nas propriedades mecânicas do material. Essas tensões influenciam o desenvolvimento de deformações em menor escala, geralmente abaixo da resolução sísmica a ser mapeada, como falhas e fraturas.

A paleotopografia, determinada a partir das etapas de restauração, é usada como condições de contorno para encaminhar o comportamento não-linear do material e determinar seu efeito nas propriedades da formação e nas características da fratura (densidade e aberturas aparentes). A não linearidade do material tenta capturar: a) a evolução da rigidez da camada, devido à compactação induzida por deformação; b) a dissipação e redistribuição de tensões, devido à plasticidade resultante de diferentes mecanismos de falha (Figura 55).

Figura 55 - Fluxo da simulação de evolução das estruturas no tempo geológico.



Legenda: Diferentes *time-steps*, demonstrando comportamentos reológicos distintos e seus planos de fraqueza.

Fonte: MENESCAL *et al.*, 2019.

Um parâmetro chave para essa modelagem é a espessura deposicional das camadas, ou seja, a espessura original do pacote antes de sofrer a compactação. Uma camada depositada está sujeita primeiramente ao carregamento gravitacional. Rejeitos basais extraídos da restauração estrutural são então aplicados na base da camada. No próximo evento geológico, uma nova camada é depositada no topo da sequência. Nesse caso, a compactação da camada anterior captura o carregamento gravitacional do peso litostático do novo depósito.

Em seguida, um novo deslocamento é aplicado na base do modelo e o processo se repete até o final da zona de interesse. Para simular corretamente a evolução do processo de soterramento é necessário definir as propriedades elásticas de ruptura de colapso de poros

(Figura 56) na superfície e sua evolução com o soterramento (redução de porosidade por compactação), sendo um valor médio por camada.

Figura 56 - Simulação do processo de soterramento.

<ul style="list-style-type: none"> • Propriedades elásticas - Módulo de Young - Razão de Poisson - Densidade 	<ul style="list-style-type: none"> • Propriedades de tração e cisalhamento - Resistência a tração - UCS - Ângulo de atrito 	<ul style="list-style-type: none"> • Propriedades de colapso de poros - Razão de vazios inicial - λ: Coeficiente de compactação - κ: Coeficiente de dilatação - P_{c0}: Pressão de preconsolidação
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

Legenda: Definição das propriedades mecânicas de deposição e taxa de variação com o soterramento.

UCS - *Unconfined Compressive Strength* (resistência à compressão não confinada).

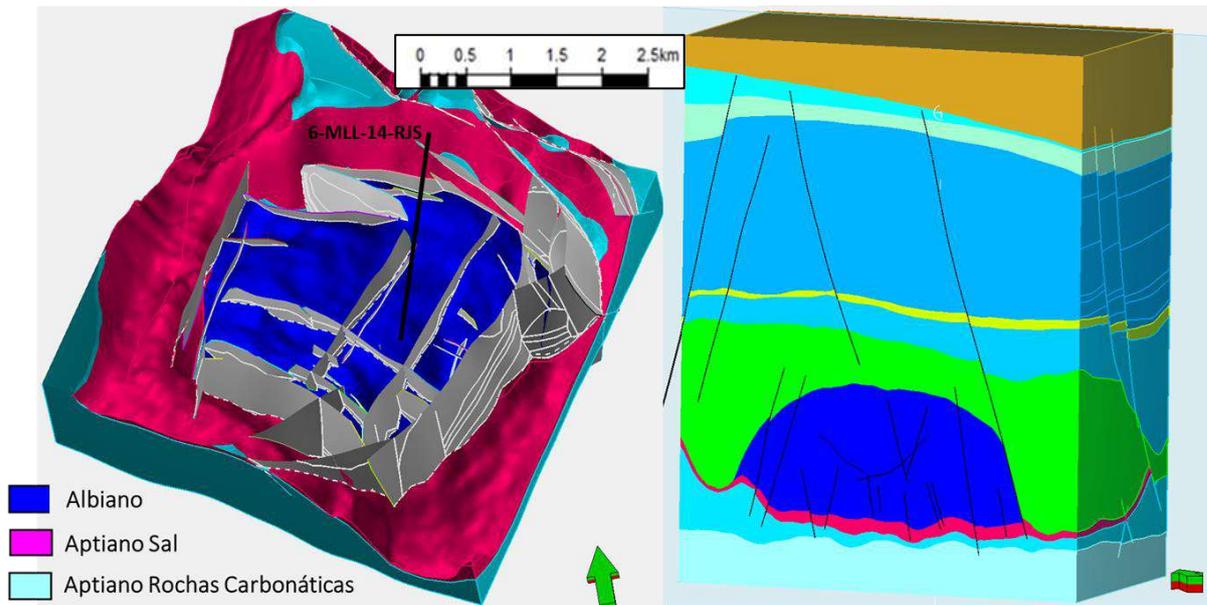
Fonte: MENESCAL *et al.*, 2019. Adaptada pelo autor, 2020.

Os parâmetros de superfície podem ser obtidos por análogos modernos ou por correlações empíricas. Os dados mecânicos das rochas em profundidade são obtidos através de ensaios de rocha e perfis, representando o tempo atual e não as condições originais de deposição.

Dessa forma, há uma considerável incerteza na definição das propriedades iniciais, assim como a evolução das mesmas com o soterramento. Buscando tratar essa incerteza, são realizadas calibrações 1D e 2D de espessura e Módulo de Young. Essa calibração consiste em avaliar se o conjunto de propriedades definido *a priori* representa a espessura de rocha e os valores de Módulo de Young observados atualmente, através de correlações com o dado sísmico e perfis calibrados com os dados de rocha.

Um modelo estrutural foi construído considerando todos os 19 horizontes e 68 falhas sísmicas, com o incremento de 50X50 (x, y) metros (Figura 57). Os horizontes desse modelo serviram de dado de entrada para a etapa de restauração estrutural. O modelo estrutural e o *grid* (*Structural Grid*) gerado a partir desse, foram utilizados na etapa da restauração estrutural e na modelagem evolutiva geomecânica.

Figura 57 - Arcabouço estrutural 3D do reservatório carbonático.



Legenda: Na imagem à direita o arcabouço estrutural com destaque para o topo do reservatório e a camada de sal. Na imagem à esquerda, observa-se a seção NW-SE do modelo estrutural 3D do reservatório com as suas respectivas zonas.

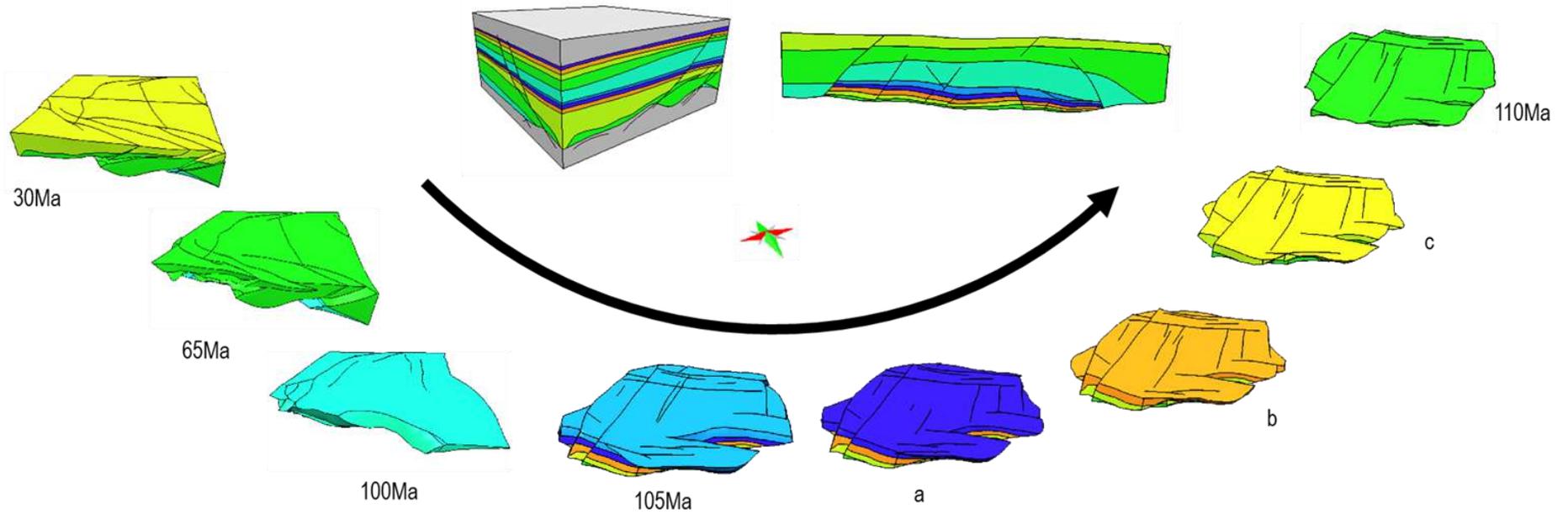
Fonte: O autor, 2020.

10.1 Restauração Estrutural

A restauração estrutural 3D é necessária para se obter a evolução temporal da deformação na área de estudo. Os métodos de restauração foram inicialmente desenvolvidos para balanceamento de seções e atualmente com a evolução tecnológica podem ser aplicadas em volumes 3D.

Para realizar a abordagem geomecânica, primeiramente foi necessário obter uma restauração estrutural 3D (Figura 58). Através desse processo, obteve-se a paleobatimetria dos eventos deposicionais e foram gerados os horizontes utilizados nas próximas etapas.

Figura 58 - Restauração estrutural 3D do reservatório.



Legenda: Etapas da restauração estrutural dos horizontes reservatório, do horizonte referente ao tempo 30 Ma ao Horizonte 110 Ma.
 Fonte: O autor, 2020.

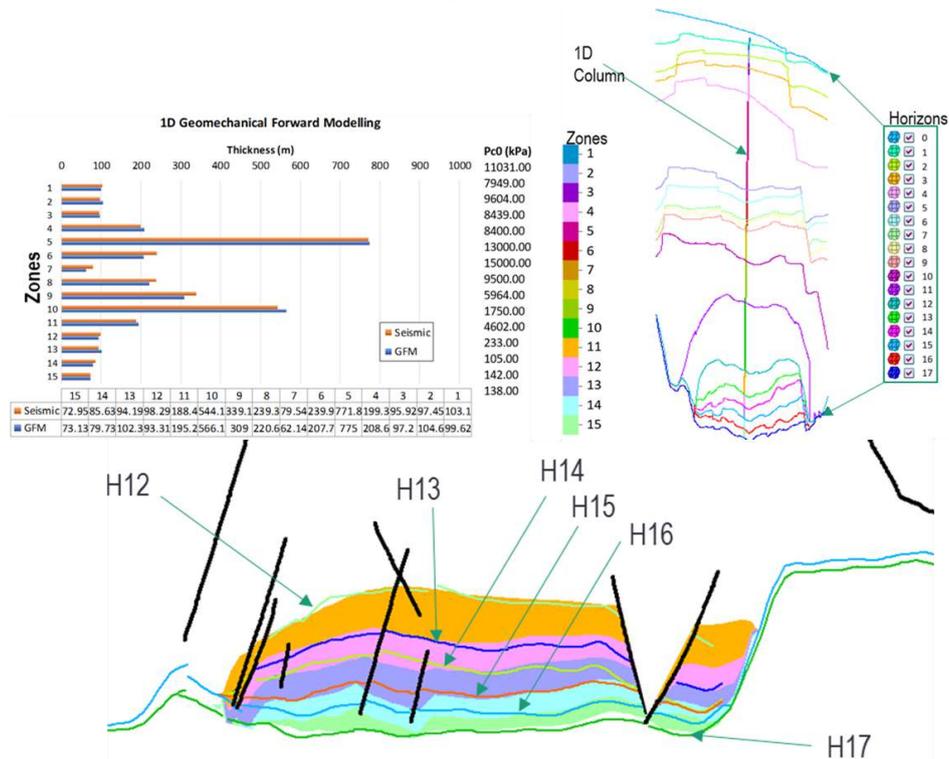
Uma vez que os horizontes restaurados foram gerados, pôde-se realizar a modelagem geomecânica de processos para simular as tensões e deformações sofridas pelo reservatório ao longo do tempo.

10.2 Simulação 1D/3D

Para definir os parâmetros de entrada mais adequados, foram realizados três processos de calibração. O primeiro consistiu em realizar comparações 1D verticais e em seções 2D entre as espessuras dos horizontes sísmicos interpretados em contraste com espessuras modeladas (Figura 59).

A segunda leva em conta a espessura final entre os horizontes modelados que variam com o grau de compactação e com as propriedades iniciais definidas para as rochas. Essa etapa é manual e deve ser realizada até se encontrar o melhor ajuste possível. No respectivo estudo obteve-se um bom ajuste, mas que ainda teria margem para melhora.

Figura 59 - Comparação 1D e 3D entre as espessuras observadas e modeladas.

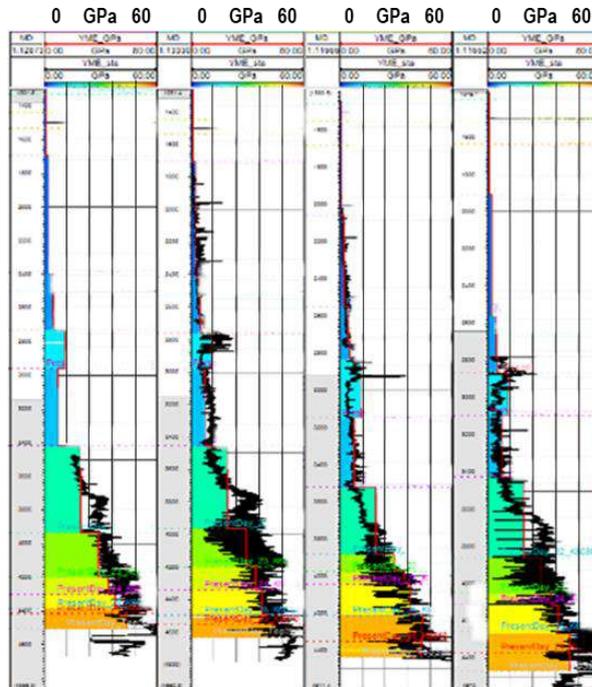


Legenda: Controle de qualidade entre as interpretações e os resultados das modelagens 1D e 3D. “H” representa o horizonte modelado

Fonte: O autor, 2020.

A terceira analisa a previsibilidade de fraturas do modelo *versus* do dado de poço interpretado (Figura 60).

Figura 60 - Comparação 1D (poços), dos módulos de Young.



Legenda: Comparação entre módulo de Young calculado nos logs dos poços (linhas pretas) e do GFM (colorido). O valor de Young aumenta em razão da diminuição da porosidade (maior compactação).

Fonte: O autor, 2020.

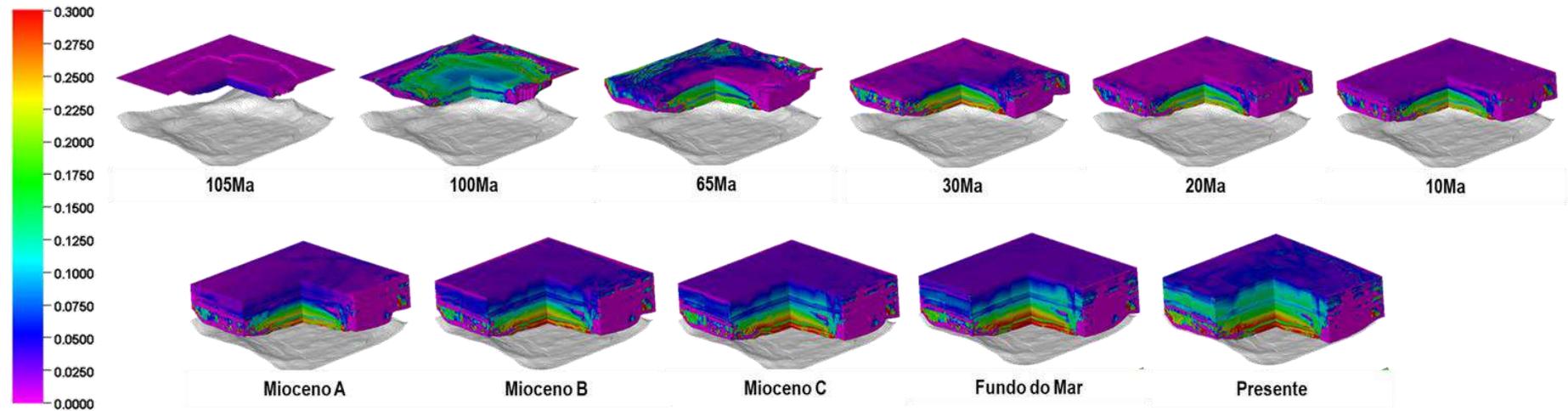
Considera-se que com essas calibrações as propriedades utilizadas foram adequadas, dando robustez ao modelo construído.

11. RESULTADOS GFM

Com o modelo calibrado foi possível avaliar os resultados das deformações obtidas. Com base na compactação estimada, obtém-se a deformação volumétrica, que está intrinsecamente relacionada com a redução de porosidade causada pelo soterramento e/ou pela deformação tectônica. Assim, conforme a Figura 61, pode-se estimar o aumento da deformação volumétrica com a evolução do soterramento.

Figura 61 - Deformação volumétrica, compactação/redução da porosidade.

Deformação
Volumétrica

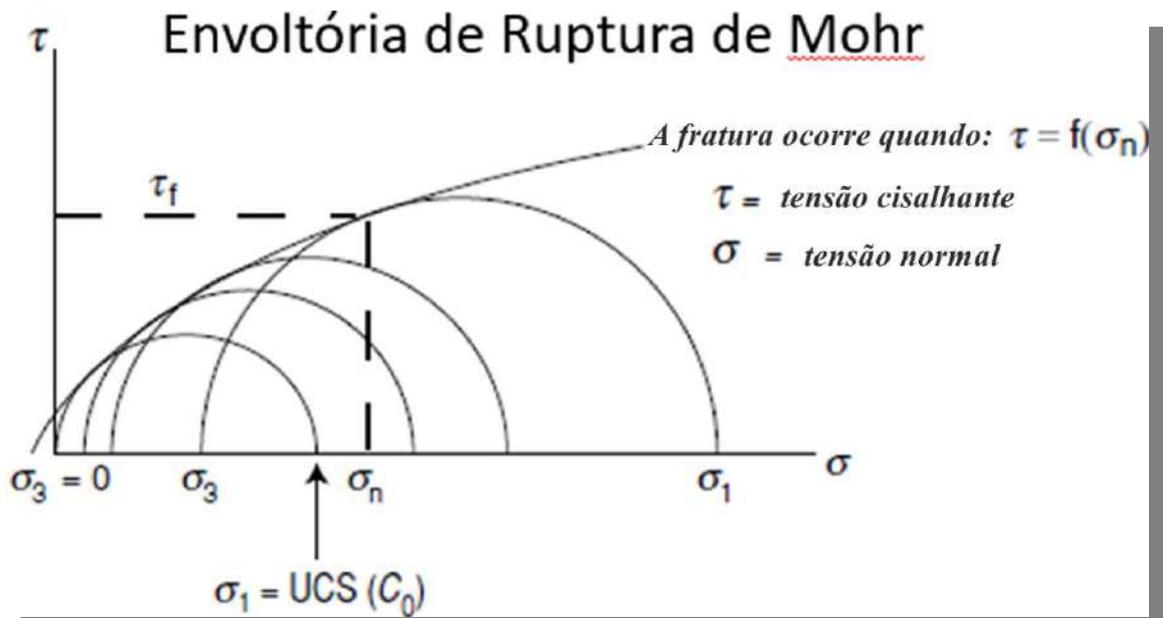


Legenda: Evolução da deformação volumétrica do modelo geomecânico para cada uma das etapas da restauração estrutural.

Fonte: O autor, 2020

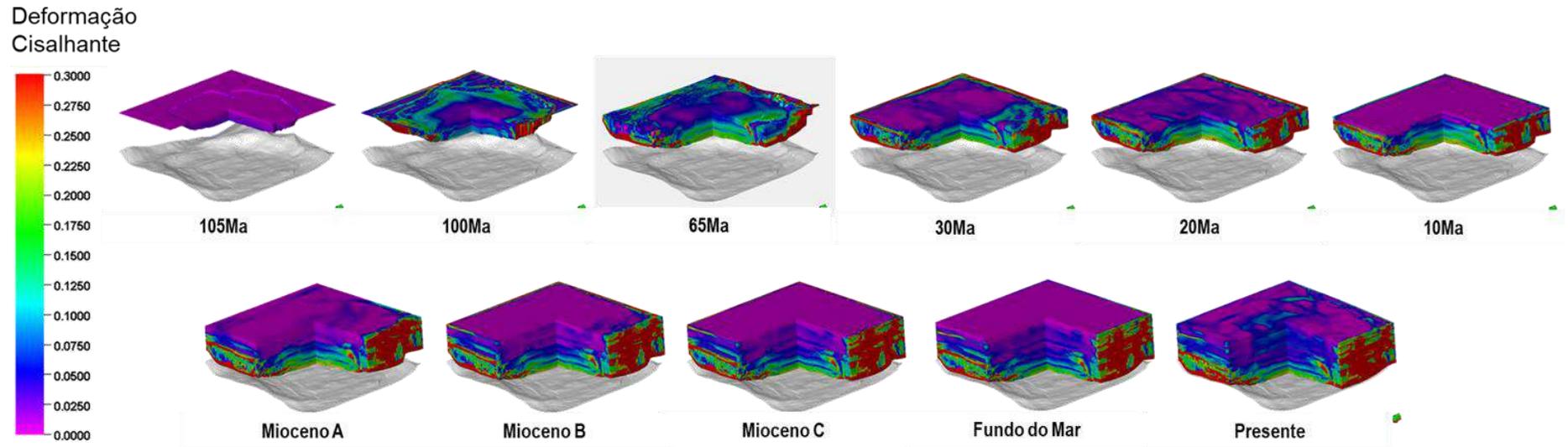
Outro parâmetro obtido foi a deformação cisalhante, que ocorre quando a tensão cisalhante ultrapassa a envoltória de ruptura no gráfico de média das tensões normais x tensão cisalhante (Figura 62), e está relacionada à formação de fraturas. Pode-se observar na Figura 63 o aumento da deformação cisalhante com a evolução do soterramento.

Figura 1 - Gráfico da envoltória de ruptura.



Legenda: O gráfico ilustra o deslocamento dos círculos a medida que as tensões aumentam.
Fonte: ZOBACK., 2007.

Figura 63 - Deformação cisalhante, intensidade de fraturas.

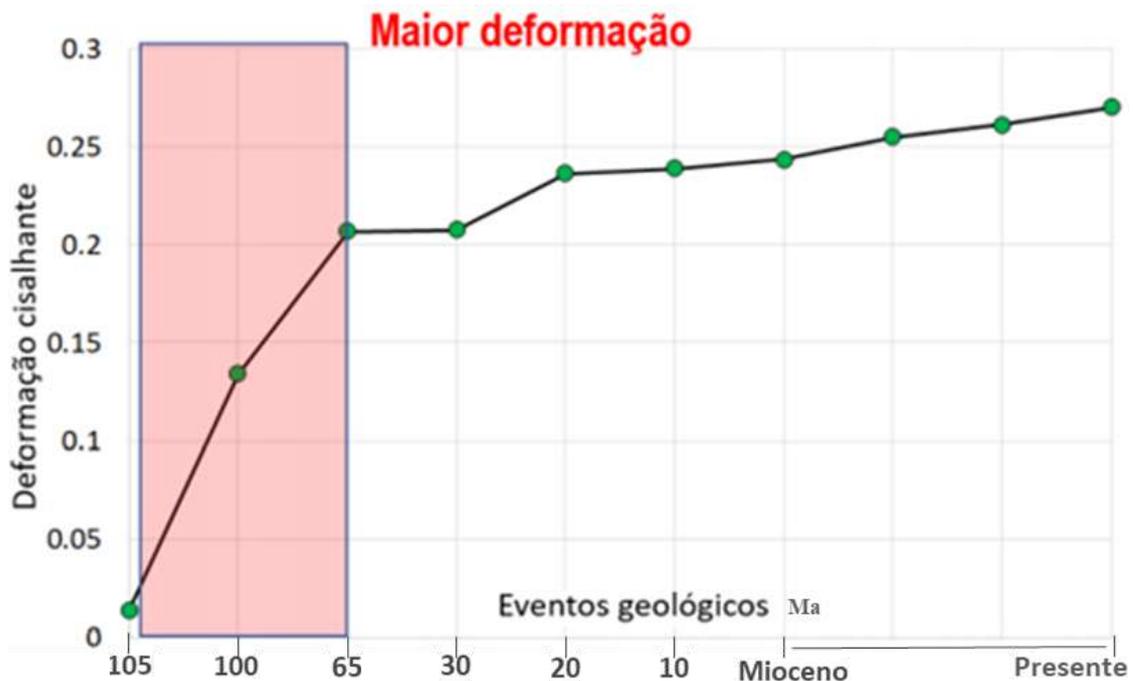


Legenda: Evolução da deformação cisalhante com o tempo, em destaque seus principais marcos temporais regionais.

Fonte: O autor, 2020

A taxa de deformação cisalhante não foi constante ao longo do tempo geológico. Observa-se na Figura 64, que os estágios iniciais pertencentes ao intervalo Albiano – Cretáceo superior (Evento 105 Ma - Evento 65 Ma) foram os momentos de maior deformação. Esse dado corrobora o modelo regional conceitual de fragmentação da paleoplateforma carbonática a ser discutido.

Figura 64 - Deformação cisalhante *versus* eventos geológicos.



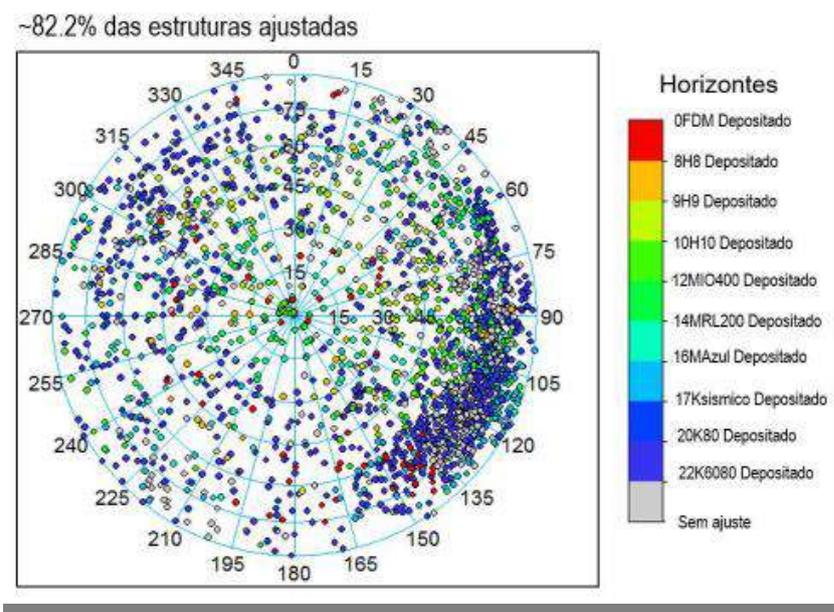
Legenda: Deformação cisalhante ao longo das etapas da modelagem geomecânica de processos.

Fonte: O autor, 2020

Assim também foi possível analisar e utilizar as tensões modeladas no GFM para verificar o ajuste com os dados obtidos em poços.

A Figura 65 demonstra que foi obtido um bom ajuste, onde 82.2% das estruturas podem ser explicadas pelas tensões geradas no modelo. Podemos observar na mesma figura, que esse ajuste se deu em diferentes etapas no tempo geológico, a maior parte nos momentos iniciais e de maior deformação.

Figura 65 - Controle de qualidade, pontos do modelo *versus* pontos de dados de poços.



Legenda: Ajuste das estruturas observadas nos poços em comparação com cada horizonte do modelo 3D.

Fonte: O autor, 2020

Com a propriedade de deformação volumétrica calculada e as tensões corroboradas pelos dados de poços, foi possível calcular a intensidade de fraturas para cada evento, assim como a intensidade acumulada até os dias de hoje, através da equação presente na Equação 1. A densidade de fraturas acumulada para determinada etapa ($\rho_{fracture}(i)$) é o produto da densidade no tempo presente ($\rho_{fracture}(present\ day)$) pelo somatório da razão entre a deformação cisalhante nesta etapa ($\gamma_p(i)$) e a deformação cisalhante no tempo presente (γ_p).

Equação 1 - Cálculo da intensidade de fraturas para cada evento.

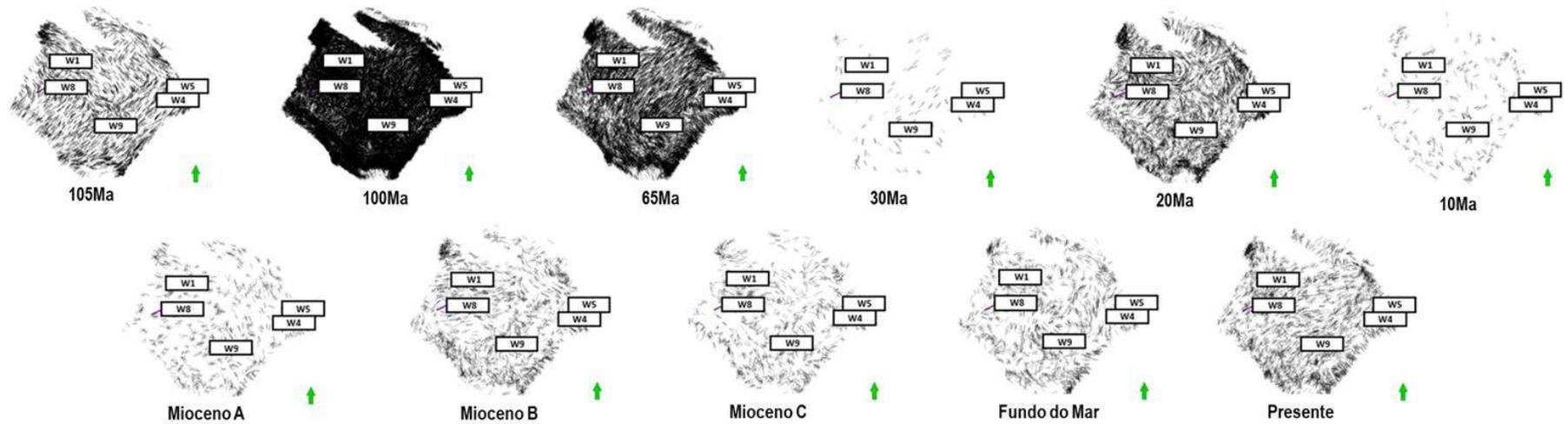
$$\rho_{fracture}^{(i)} = \rho_{fracture}^{(present\ day)} \cdot \sum_{i=Initial\ Geological\ Time}^{present\ day} \frac{\gamma_p^{(i)}}{\gamma_p}$$

Legenda: ($\rho_{fracture}(i)$) densidade acumulada; ($\rho_{fracture}(present\ day)$) densidade no tempo presente; ($\gamma_p(i)$) somatório da razão entre a deformação cisalhante (γ_p) e a deformação cisalhante no tempo presente

Fonte: Schlumberger., 2019 (relatório interno).

Na Figura 66 observa-se a direção dos planos de fraturas gerados em cada estágio. Fica claro que nos estágios iniciais há a maior discretização de fraturas, estes correspondentes ao intervalo do albio inferior.

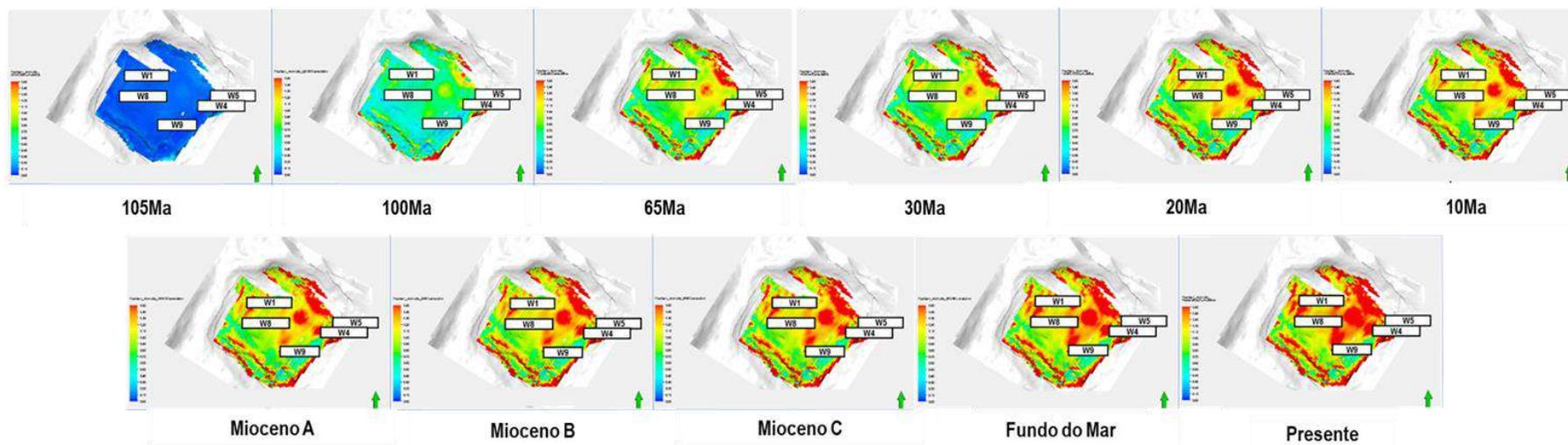
Figura 66 - Discretização do fraturamento durante a evolução temporal.



Legenda: Planos de fraturas gerados com base nas direções das tensões modeladas e nas intensidades de fraturas calculadas.
 Fonte: O autor, 2020.

Na Figura 67 observa-se a intensidade de fraturas acumulada ao longo do tempo geológico. Podemos observar que a maior mudança se dá nos estágios iniciais, acumulando com o tempo. Há uma grande intensidade associada às falhas de borda, mas também ocorrendo na região central devido ao arqueamento da estrutura.

Figura 67 - Intensidade do fraturamento.



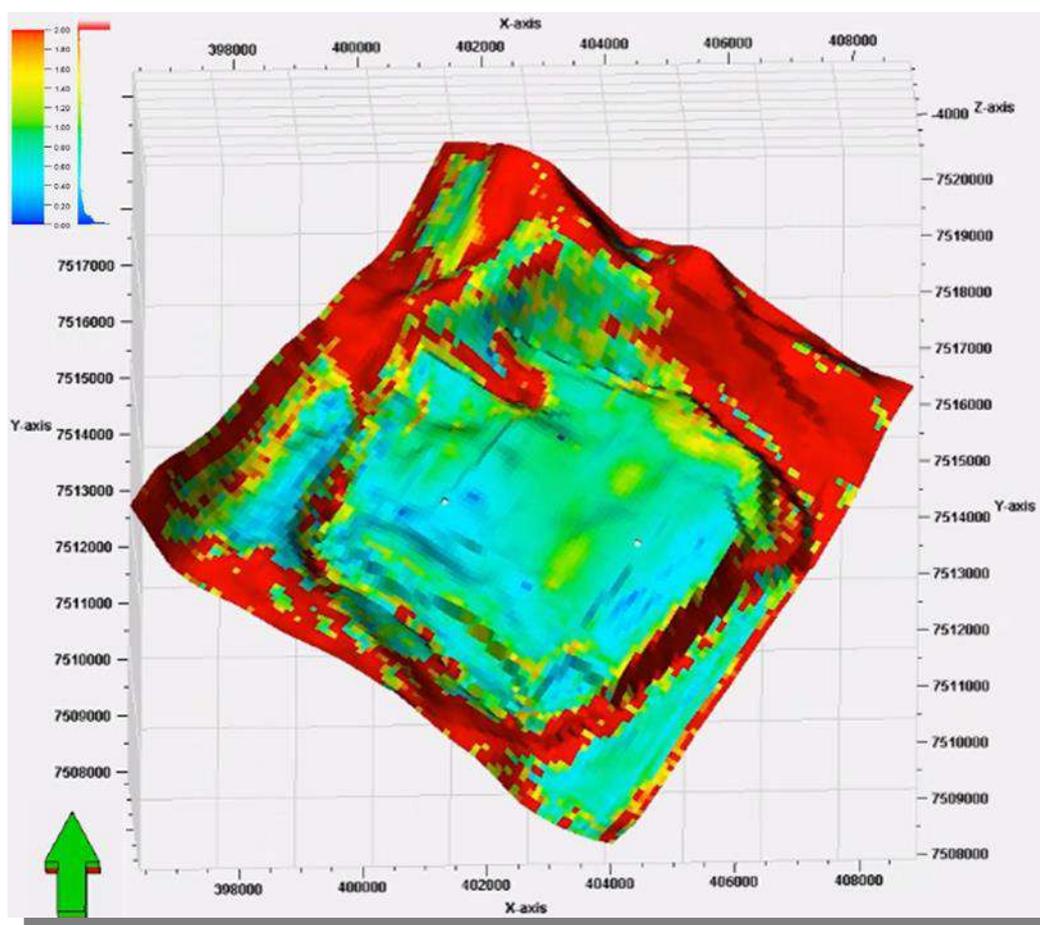
Legenda: A intensidade de fraturas acumulada ao longo do tempo geológico.

Fonte: O autor, 2020.

Com o modelo DFN gerado, foi possível construir um modelo de permeabilidade de fraturas, que poderá ser utilizado em simulações de fluxo $2\Phi/2k$ (dupla porosidade e dupla permeabilidade).

A Figura 68 ilustra um dos produtos da modelagem GFM, ao qual se pode avaliar a intensidade das fraturas e assim possibilitar a melhor tomada de decisões no desenvolvimento da produção de campos, que dependem da permeabilidade gerada secundariamente pelo fraturamento.

Figura 68 - Modelo DFN - Intensidade de Fraturas

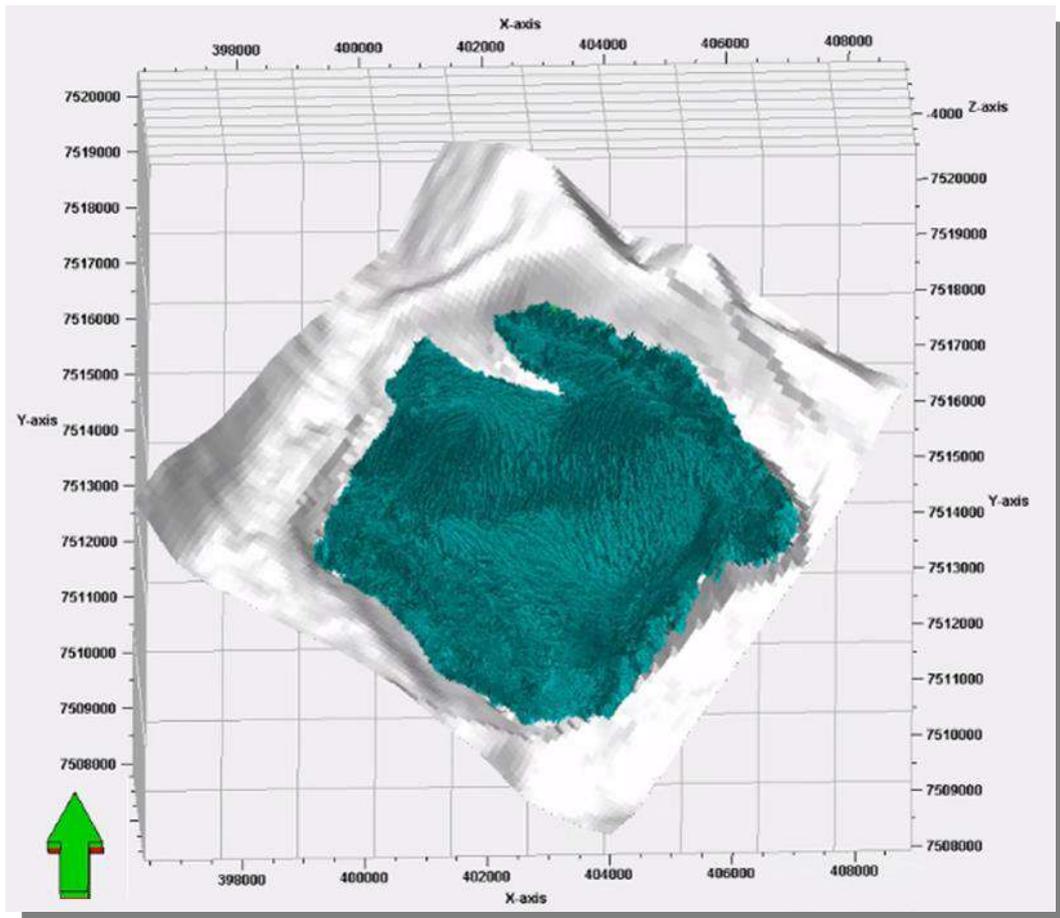


Legenda: Propriedade de intensidade de fraturas, em cores quentes representa-se a maior concentração de fraturas dentro da estrutura.

Fonte: O autor, 2020.

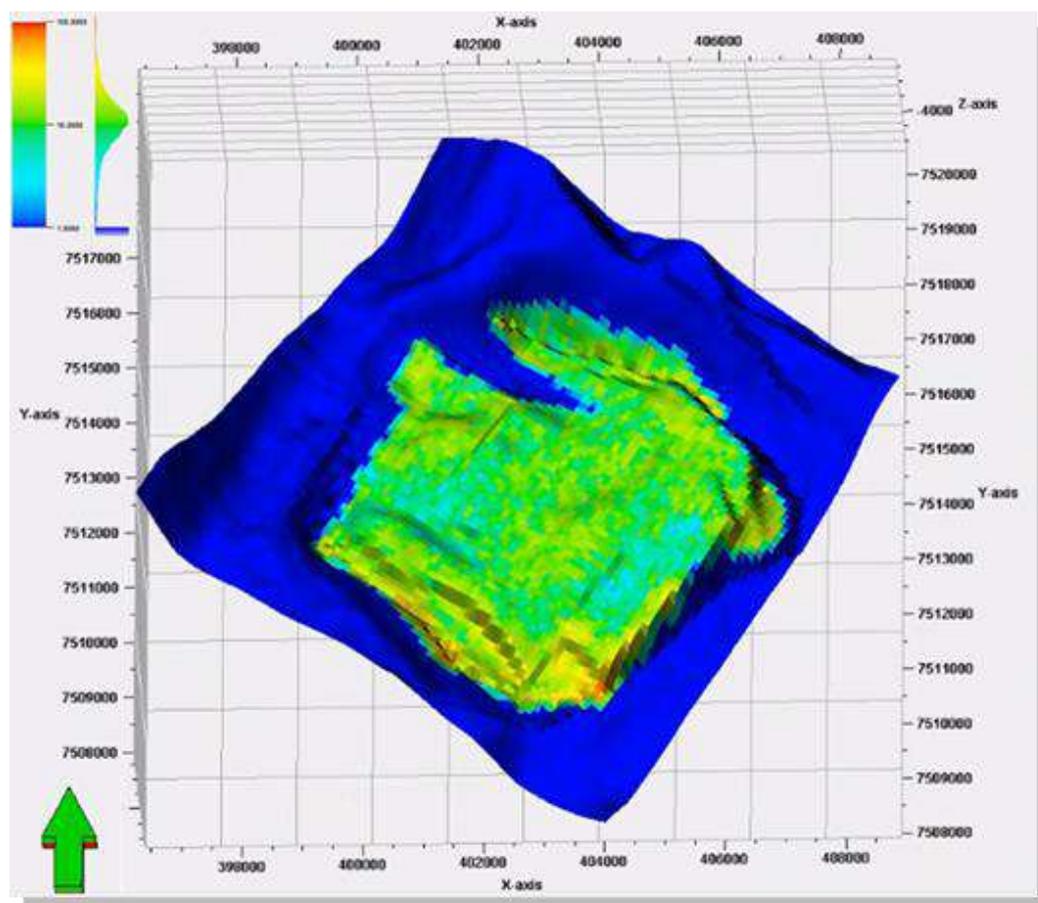
A Figura 69 ilustra o modelo DFN outro produto da modelagem GFM, ao qual se pode analisar discretamente a probabilidade de ocorrência de fraturas na área explorada.

Figura 69 - Modelo DFN - Intensidade de Fraturas.



Legenda: *Grid* com a propriedade de discretas fraturas, mostrando suas orientações.
Fonte: O autor, 2020.

Figura 70 - Modelo DFN - Permeabilidade vertical.



Legenda: *Grid* com a propriedade de permeabilidade vertical das fraturas, para uma camada do modelo referente ao intervalo albiano. Os maiores valores em cores quentes estão localizados nas regiões fraturadas e nas bordas falhadas.

Fonte: O autor, 2020.

12. DISCUSSÕES

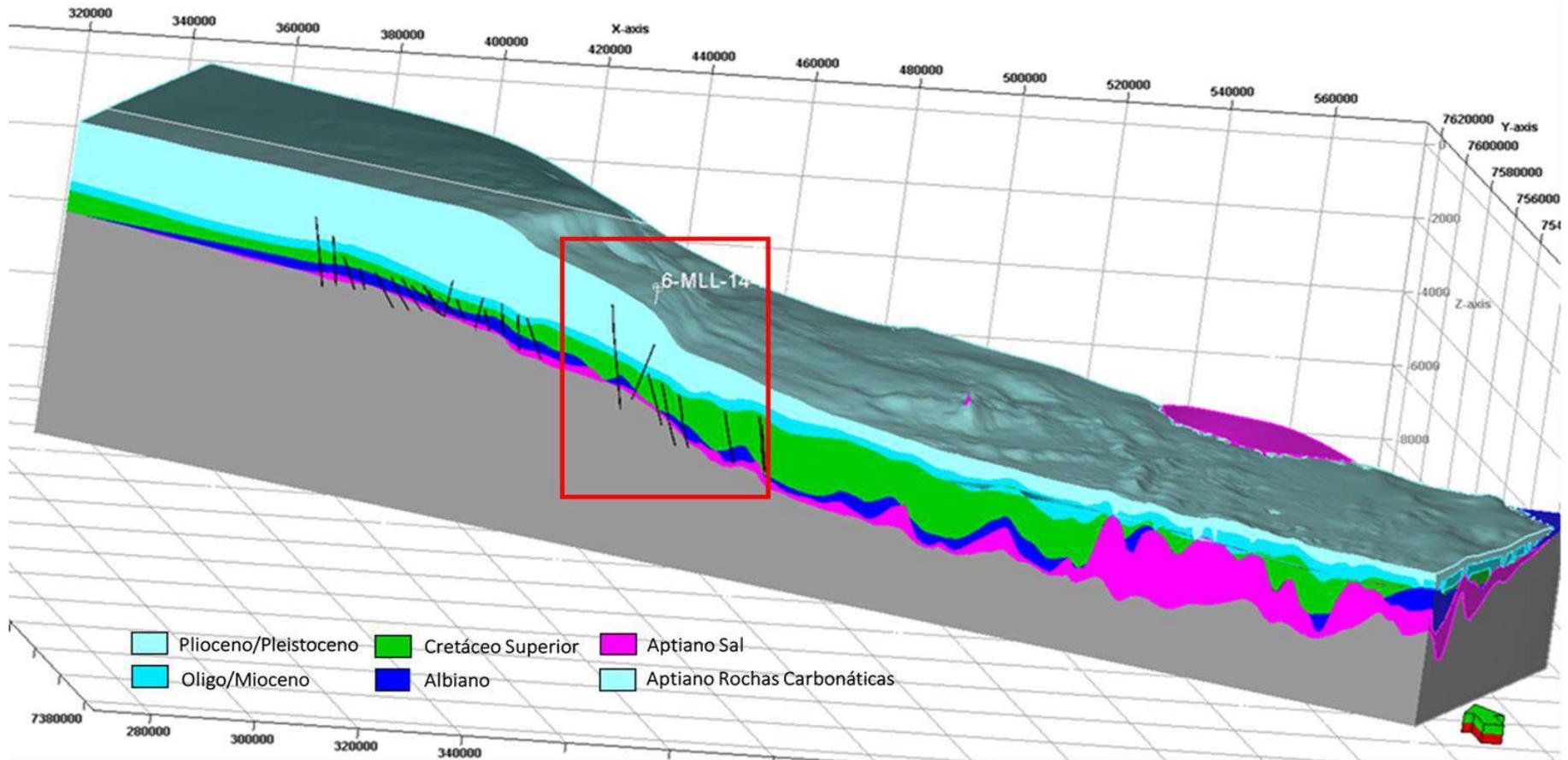
12.1 Evolução Tectônica do *Raft*

Com a análise regional e local das seções sísmicas, pode-se interpretar para área do *raft* a ocorrência de diapirismo reativo, resultado do estiramento crustal. Este estiramento é o responsável pela movimentação da camada evaporítica sob a paleoplataforma carbonática albiana da Bacia de Campos. Esta plataforma carbonática foi segmentada de maneira passiva, a partir da queda do sal que sucedeu o arqueamento da estrutura (Figura 37 e 48).

Na porção média da Figura 71 está destacada a região onde se deu intensa estruturação e segmentação da paleoplataforma albiana, devido ao fluxo de sal que migrou bacia adentro, resultado do basculamento regional.

Observa-se nas porções distais (à direita do retângulo vermelho da Figura 71), além dos *rafts*, que a carga sedimentar do Cretáceo possivelmente não permitiu a emersão do sal naquela posição, não sendo possível romper o pacote albiano nesta porção da área, tendo o sal escorregado bacia adentro.

Figura 71 - Modelo estrutural regional, demonstrando a evolução estrutural da seção do albiano, assim como toda estratigrafia interpretada.



Legenda: Imagem que mostra o modelo estrutural gerado a partir das interpretações nas linhas sísmicas 2D. O retângulo vermelho apresenta a área onde se encontra a individualização dos *rafts* e a inflexão topográfica do embasamento.

Fonte: O autor, 2020.

12.2 Sistema de Falhas do *Raft*

Com base na análise da terminação dos refletores, falhas sísmicas, feições em mapa e restauração 3D, foi possível separar as falhas que delimitam a estrutura em domínios (Figura 54b e 55) e identificá-las quanto a sua gênese e tempo de atuação.

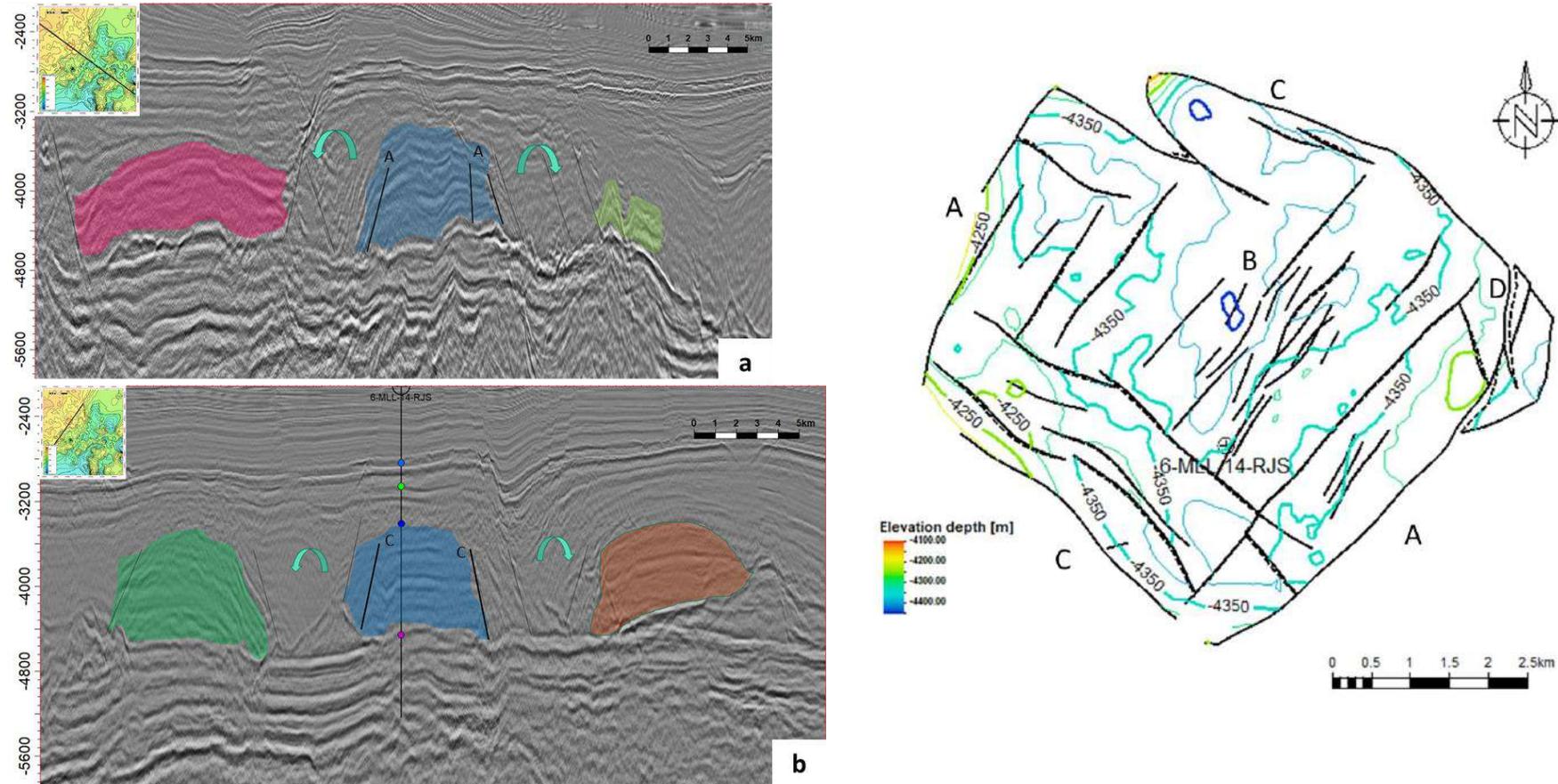
Domínio A; falhas NE normais, provavelmente associadas à separação entre *rafts* da área e na parte leste (Figura 72a);

Domínio B; falhas NE normais associadas ao arqueamento da estrutura;

Domínio C; falhas NW oblíquas associadas a transtração e separação (Figura 72b) devido à movimentação lateral entre os *rafts* vizinhos;

Domínio D; falhas NNW associadas à separação do *raft* em relação ao resto do bloco da plataforma carbonática derivado em conjunto. Possível movimento oblíquo, devido à movimentação sinistral.

Figura 72 - Seções sísmicas destacando a separação das jangadas.

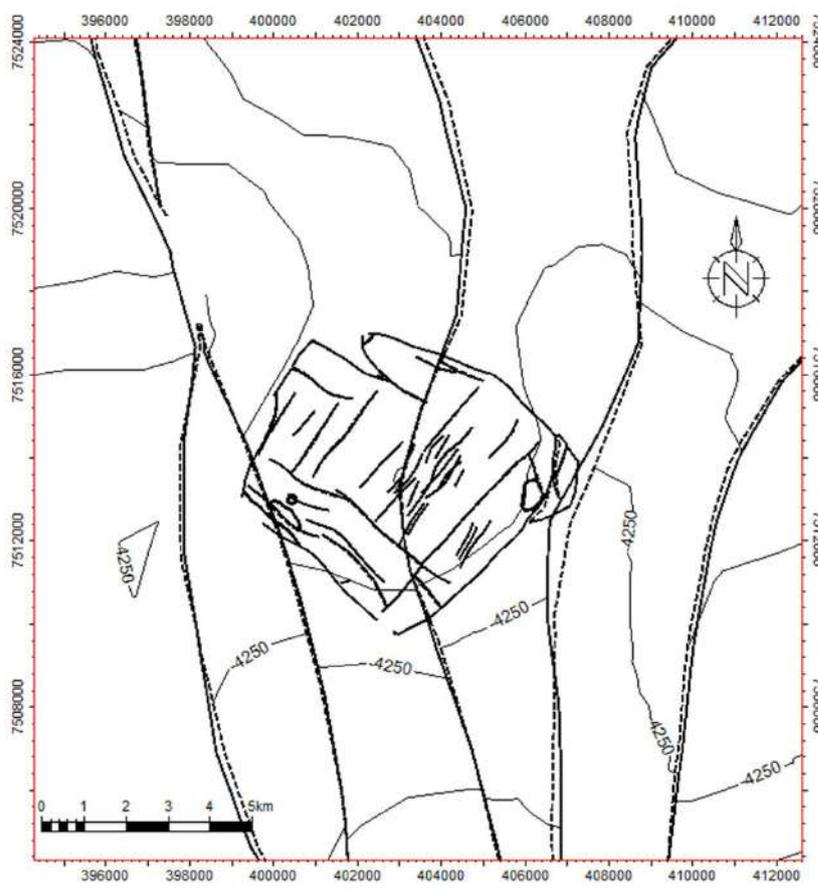


Legenda: A figura ilustra a disposição das jangadas separadas no presente. Estas jangadas derivaram até esta posição ilustrada nas seções sísmicas. O domínio A de falhas é apresentado na figura 72a e na figura 72b, o domínio C.

Fonte: O autor, 2020.

De acordo com Machado Jr. *et al.* (2007), a tectônica de *rafts* que causou a estruturação das jangadas do albio na Bacia de Campos, é produto direto da tectônica de sal. Analisando em mapa as falhas de escala regional mapeadas no entorno do casco de tartaruga em questão, contrastando com as falhas do reservatório, pode-se interpretar baixa ou nenhuma correlação com sua estruturação e deformação interna. Disso podemos depreender que a estruturação do *raft* foi evento exclusivo, que não sofreu efeito significativo de deformação posterior. Portanto, o deslocamento da camada de sal aptiana seria a principal responsável por sua deriva, segmentação e consequente estruturação. O intenso fraturamento do reservatório deu-se sobretudo pelo incremento da tectônica halocinética (Figura 73).

Figura 73 - Mapa estrutural das falhas regionais e do reservatório.



Legenda: Falhas regionais do entorno do reservatório (ver figura 52). Observa-se no centro da figura a posição do *raft* e o *trend* NE das falhas do reservatório em contraste com o *trend* regional que inflexiona a partir da área estudada.

Fonte: O autor, 2020.

12.3 Deformação e Evolução 3D do *Raft*

Os resultados da modelagem GFM demonstram que a taxa de deformação cisalhante e o intenso fraturamento devem-se aos estágios iniciais da evolução estrutural do *raft*, sendo atribuído primariamente ao intervalo albio de 105-100 Ma. Secundariamente tem-se outra deformação volumétrica importante no período de 100–65 Ma, possivelmente resultado da grande carga sedimentar do cretáceo superior (Figura 67).

A reconstrução estrutural 3D permitiu observar a deformação do reservatório no tempo através da aplicação dos efeitos do comportamento constitutivo na distribuição de deformações intra-camadas. Este método possibilitou, além do cálculo da deformação volumétrica (compactação da porosidade) e cisalhante (intensidade de fraturas), a discretização das fraturas no tempo, possibilitando predição do comportamento geomecânico 3D do reservatório (Figuras 61, 63 e 66). O método então possibilita a diminuição de riscos geomecânicos, atrelados ao desenvolvimento de tais áreas análogas, como também, a possível correlação regional temporal dos eventos responsáveis pelo fraturamento natural do reservatório.

Portanto, a partir dos produtos gerados e da sua correlação temporal indicando o intervalo albio (100Ma) como o de maior intensidade de fraturamento da evolução deformacional na área, é possível interpretar que a deriva da paleoplataforma e sua segmentação como o principal fator da estruturação e geração do intenso fraturamento reservatório.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

- a) A metodologia de GFM mostra-se robusta do ponto de vista de controle de qualidade; foi observada boa correlação entre a espessura da formação dos dados sísmicos 3D com os produtos da modelagem geomecânica, comparados tanto em 1D como em 3D. O método também foi capaz de usar os dados de poço com o ajuste de 82,2% das fraturas observadas calibradas ao modelo final;
- b) A partir do momento que foram gerados fragmentos (jangadas) de uma paleoplataforma calcária de idade albiana, a tectônica de *rafts* fica responsável pela configuração do reservatório desse estudo;
- c) O principal paleoestresse resultante do processo GFM foi um campo de tensões normal, de direção de tensão horizontal máxima NE-SW;
- d) O intenso fraturamento do reservatório se deu nas primeiras etapas de sua evolução, no intervalo geológico 105-100 Ma e secundariamente de 100–65 Ma.
- e) O produto do GFM possibilita a criação de modelos DFN (dupla porosidade e dupla permeabilidade) mais robustos a serem utilizados em simulações de fluxo, de maneira preditiva, em campos produtores de hidrocarboneto, assim como para projetos de injeção de água de maneira mais segura e eficaz.
- f) Os dados de deformação podem ser utilizados de maneiras diversas, como intensidade de *stress/strain* e como potencial selante de falhas.

REFERÊNCIAS

- ANP, Sumário Geológico e Setores em Oferta, 2015. Elaborado por: Gabriel Bastos, Superintendência de Definição de Blocos SDB.
- ANP, Sumário Geológico e Setores em Oferta, 2019. Elaborado por: Andressa Yumi Portella, Ricardo Travassos e Júlio Cesar Vital. Superintendência de Definição de Blocos SDB.
- Bruhn, C. H. L.; Del Lucchese C.; Gomes J. A. T.; Johann, P. R. S., 2003. *Campos basin: Reservoir characterization and management - Historical overview and future challenges*. In OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE, 2003, Houston. Paper OTC 15220, p. 5-8.
- Bruhn, C. H. L., Pinto A. C.C., Johann P. R.S., Branco C. C.M., Salomão M. C., Freire E. B., 2017. *Campos and Santos Basins: 40 Years of Reservoir Characterization and Management of Shallow- to Ultra-Deep Water, Post- and Pre-Salt Reservoirs - Historical Overview and Future Challenges*. OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE, 2017, Rio de Janeiro, Brazil. Paper OTC-28159-MS
- Burollet P. F. 1975. *Tectonique en redeaux an Angola*. Bull. Soc. Geól. Fr., v. 17, p. 503 – 504.
- Cainelli, C. & Mohriak, W. U. 1998. *Geology of Atlantic Eastern Brazilian Basins*. American Association of Petroleum Geologists, International Conference and Exhibition, Rio de Janeiro, 1213 November, Short Course Notes, Geology of the Atlantic Eastern Brazilian Basins.
- Carvalho H.; Tassinari C.; Alves P. H. Guimarães F.; Simões M. C., 2000. *Geochronological review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil*. J. Afr. Earth Sci. v. 32 (2) p 383-402.
- Chang, H. K.; Kowsmann, R. O.; Figueiredo, A.M.F.; Bender, A. *Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: Tectonophysics*, v.213, p. 97-138, 1992.
- Cobbold P. & Szatmari P. 1991. *Radial gravitational gliding on passive margins*. Tectonophysics. v. 188, p. 249-289.
- Demercian, L. S. 1996, A halocinese na evolução do Sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretáceo Superior: *Master's thesis*, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil, 2014 p.
- Demercian, L. S., Szatmari P., Cobbold P.R., 1993, Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. Tectonophysics, v. 228, p.393-433.
- Dias, J. L.; Guazelli, W & Catto, A. J. 1987, Integração do arcabouço estrutural da Bacia de Campos com o embasamento pré-Cambriano adjacente: Anais do I Simpósio de Geologia Regional RJ-ES, Rio de Janeiro, p. 189–197.

- Dias, J.L. *et al.* 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Raja Gabaglia, G.P. & Milani, E.J. (Org.). Origem e Evolução das Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro: Ed. PETROBRÁS. p. 333- 360.
- Dula, W. F. Jr. 1991. *Geometric models of listric normal faults and rollover folds*. AAPG Bulletin, v. 75, n. 10, p 1609 – 1625.
- Dunnington, H.V. 1967. *Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs*. Proc. VII World Petrol. Congress, Mexico, 2, Panel Discussion, 3:13 - 22.
- Duval B.; Cramez C.; Jackson M. P. A. 1992. *Raft tectonics in Kwanza Basin, Angola*. Marine and Petroleum Geology. v. 09 p. 389 – 404.
- Fossen, H. Structural Geology. Cambridge University Press, 2010. 475p.
- Garcia S. F. M. 1999. Estudo tridimensional dos efeitos da halocinese em margens passivas. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 180p.
- Guardado, L. R.; Gamboa, L. A. P.; Lucchesi, C. F. 1989. *Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil: a model for producing Atlantic type basins, Divergent/passive margin basins*. AAPG Memoir, v. 48, p. 3-79.
- Guardado. L.R., Spadini. A.R., Brandão. J.S.L., Mello. MR. *Petroleum system of the Campos Basin, Brazil*. AAPG Memoir, 2000, 73, pp. 317-324.
- Heilbron, M. *et al.* 2000. *From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil*. IN: Atlantic Rifts e Continental Margins, Talwani & Mohriak eds.354ps. Geophysical Monograph Series, V 115, p.
- Jackson M. P. A.; Talbot C. G. A. 1991. *A glossary of salt tectonics*. Geological Circular, Texas, v.91, n. 4, 44p. Apud Garcia, 1999.
- Koutsoukos. E.A.M., Mello. M.R., Azambuja Filho. N.C., Hart M.B., Maxwell. J.R., *The Upper Aptian-Albian succession of the Sergipe Basin, Brazil: an integrated paleoenvironmental assessment*: American Association of petroleum Geologists Bulletin Volume 75, Issue 3, 1991, Pages 479-498.
- Lavier L.; Manatschal G. 2006. *A mechanism to thin the continental lithosphere at magma poor margins*. Nature, v. 440, p. 324-328.
- Lefranc. M.a, Mohamad-Hussein. A.a, Tan. C.P.a, legrand. X.b, maerten .l.a, press. D.A, Anis. L.A. *3D structural restoration and geomechanical forward modeling in a visco-plastic medium to natural fracture prediction in a Malay producing field, offshore Malaysia*, Volume 1, 2014, Pages 725-731 Offshore Technology Conference Asia: Meeting the Challenges for Asia's Growth, OTC ASIA 2014; Kuala Lumpur; Malaysia; 25 March 2014 through 28 March 2014;
- Machado Jr, D.L. *et al.* 2005. Restauração Estrutural de Sequências Albianas da Bacia de Campos. V Seminário de Interpretação Exploratória (Interno Petrobrás), 2005, Brasil.

Machado Jr, D.L. *et al.* 2007. *RAFT TECTONICS NA BACIA DE CAMPOS*. XI Simpósio Nacional de estudos Tectônicos, 6 a 9 de maio 2007, Natal – RN.

Manatschal G.; Müntener O.; Lavier L. L.; Minchull T. A.; Perónpindivic G., *et al.* 2007. *Observations from the Alpine Thetys and Iberie – Newfoundland margins pertinent to the interpretation of continental breackup*. Geological Society, London, Special Publications, v. 282, p 291 – 324.

Mckenzie D. 1978. *Some remarks on the development of sedimentary basins*. Earth and Planetary Science Letters, v. 40, p. 25 – 32.

Mello M. R., Koutsoukos E. A. M., Mohriak W. Bacoccoli U., G. 1994. *Selected Petroleum Systems in Brazil: Chapter 31: Part V. Case Studies-Western Hemisphere*. American Association of Petroleum Geologists Special Volumes, 1994, Pages 499-512.

Mendonça P.M.M.; Spadini A.R.; Milani E.J. 2003. Exploração na Petrobras: 50 anos de Sucesso. Boletim de Geociências da Petrobrás, 12 (1): 9-58.

Menescal J.C., Bezerra Y., Souza J.A., Hussein A., Plateaux R., Garcia X., Falcao T., Rodriguez A., Maertan L., Stohler R. *Advanced Geomechanical Techniques for Natural Fracture Prediction*. Conference Proceedings, Fifth International Conference on Fault and Top Seals, Sep 2019, Volume 2019, p.1 – 5

Milani, E. J.; Breão, J. A. S. L.; Zalán, P. V. & Gamboa, L. A. P. 2001. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas, Revista Brasileira de Geofísica, vol.18, nº3, São Paulo.

Mohriak W.U., M.R. Mello, G.D. Karner, J.F. Dewey, J.R. Maxwell *Structural and stratigraphic evolution of the Campos Basin, offshore Brazil*. A.J. Tankard, H.R. Balkwill (Eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, 46, AAPG Memoir (1989), pp. 577-598

Mohriak, W. U.; Mello, M. R.; Karner, G. D.; Dewey, J. F. & Maxwell, J. R. 1990. *Petroleum geology of the Campos Basin, offshore Brazil, ed., In: Classic petroleum provinces*, American Association of Petroleum Geologists. Geological Special Publication, nº. 50, p. 119-141.

Mohriak W. U. 2003. Bacias sedimentares da margem continental brasileira. In: *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, CPRM, Brasília, c. 3, p. 87 – 165.

Mohriak W. U.; Szatmari P. Tectônica de sal. In: WEBSTER, M.; SZATMAR, P.; ANJOS, S. M.C. (Org.). *Sal: Geologia e Tectônica*. São Paulo: Beca, 2008. Cap. 4, p. 90 – 163.

Mohriak W.U., W.; Nemcok, M.; Encis, G. *South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil*. Londres: Geological Society, 2008. p. 365-398. Special Publications, v.294

Mohriak W. U.; Szatmari P.; AnjoS S. M. C. Sedimentação de evaporitos. In: Webster, M.; Szatmari, P.; Anjos, S. M.C. (Org.). *Sal: Geologia e Tectônica*. São Paulo: Beca, 2008. Cap. 3, p.–89.

Mohriak, W.U.; Szatmari, P.; Anjos, S. 2012. *Salt: geology e tectonics of selected Brazilian basins in their global context*. In: Alsop, G.I., Archer, S.G., Hartley, A.J., Grant, N.T., Hodgkinson, R. (Eds.), Geological Society, London, Special Publication, vol. 363, pp. 131 e 158.

Moulin M.; Aslanian D.; Uternehr P. 2010. *A new starting point for the south and equatorial Atlantic Ocean*. Earth-Science Reviews, v. 98, p. 1 – 37.

Park, W.C. and Schott, E.H. 1968. *Styrolitisation in carbonate rocks*. In: G. Muller and G.M. Friedman (Editors), Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe. Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 34- 63.

Perón-Pindivic G.; Manatschal G. 2008. *The final rifting evolution at deep Magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view*. International Journal of Earth Sciences, doi: 10.1007/s00531-008-0337-9 (versão online).

Rangel, H. D.; Martins, C. C. 1998. *Main exploratory compartments, Campos Basin. Searching for oil e gas in the le of giants*: Search, Rio de Janeiro, Schlumberger, p. 32-40.

Rabinowitz P.D. Labrecque J.L. *The isostatic gravity anomaly: key to the evolution of the ocean-continent boundary at passive continental margins*: Earth and planetary science Letters Volume 35. Issue 1, May 1977, Pages 145-150.

Rouby D., Raillard S., Guillocheau .F, Bouroullec R., Nalpas T. *Kinematics of a growth fault/raft system on the West African margin using 3-D restoration*. Journal of Structural Geology 24 (2002) 783-796.

Souza, A.L.S.de; Souza. J.a.B.de; Meurer, B.G.de;Naveira, P.V.de; Chaves, P.A.R.de;Frydman, M.de;Pastor, J.de;Chaves, M.de; *Reservoir geomechanics study for deepwater field identifies ways to maximize reservoir performance while reducing geomechanics risks*. Society of Petroleum Engineers - SPE Asia Pacific Oil and Gas Conference and Exhibition 2012, APOGCE 2012Volume 2, 2012, Pages 1430-1448

Spadini, A. R *et al.* 1998. The Macaé Formation, *Campos Basin, Brazil: its evolution in the context of the initial history of the South Atlantic*. Revista Brasileira de Geociencias, 18(3), 267 – 272.

Tavares T.; Meister C.; Duarte-Morais M. L.; David B.; 2007. *Albian Ammonites of the Benguela Basin (Angola): a biostratigraphic framework*. South African Journal of Geology, v. 110, p. 137 – 156.

Thomaz-Filho, *et al.* 2000. *Rifting e magmatism associated with the South America e Africa break up*. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 17-19, 2000.

Turbay, C. V. G., Cesero, P. D., Garcia, A. J. V., & Silva, R. C. (2013). Aspectos deposicionais, diagenéticos e estratigráficos de microfácies da Formação Riachuelo, Albiano, Bacia de Sergipe, Brasil. Geologia USP. Série Científica, 13(4), 29-48.

Vendeville, B. C.; & Jackson, M. P. *Reservoir Geomechanics Study for Deepwater Field A.* (1992a). The rise of diapirs during thin-skinned extension: *Marine and Petroleum Geology*, v. 9, p. 331-353.

Wernicke B. 1981. *Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonic in an extending orogen.* *Nature*, v. 291, p. 645 – 648.

Winter W, R; Jahnert, R.J; França, A. B. (2007) – Bacia de Campos – *Boletim de Geociências da Petrobras – Cartas Estratigráficas* – v15/n2.

Zoback M. D., (2007). *Reservoir Geomechanics.* Cambridge, England, Cambridge University.