

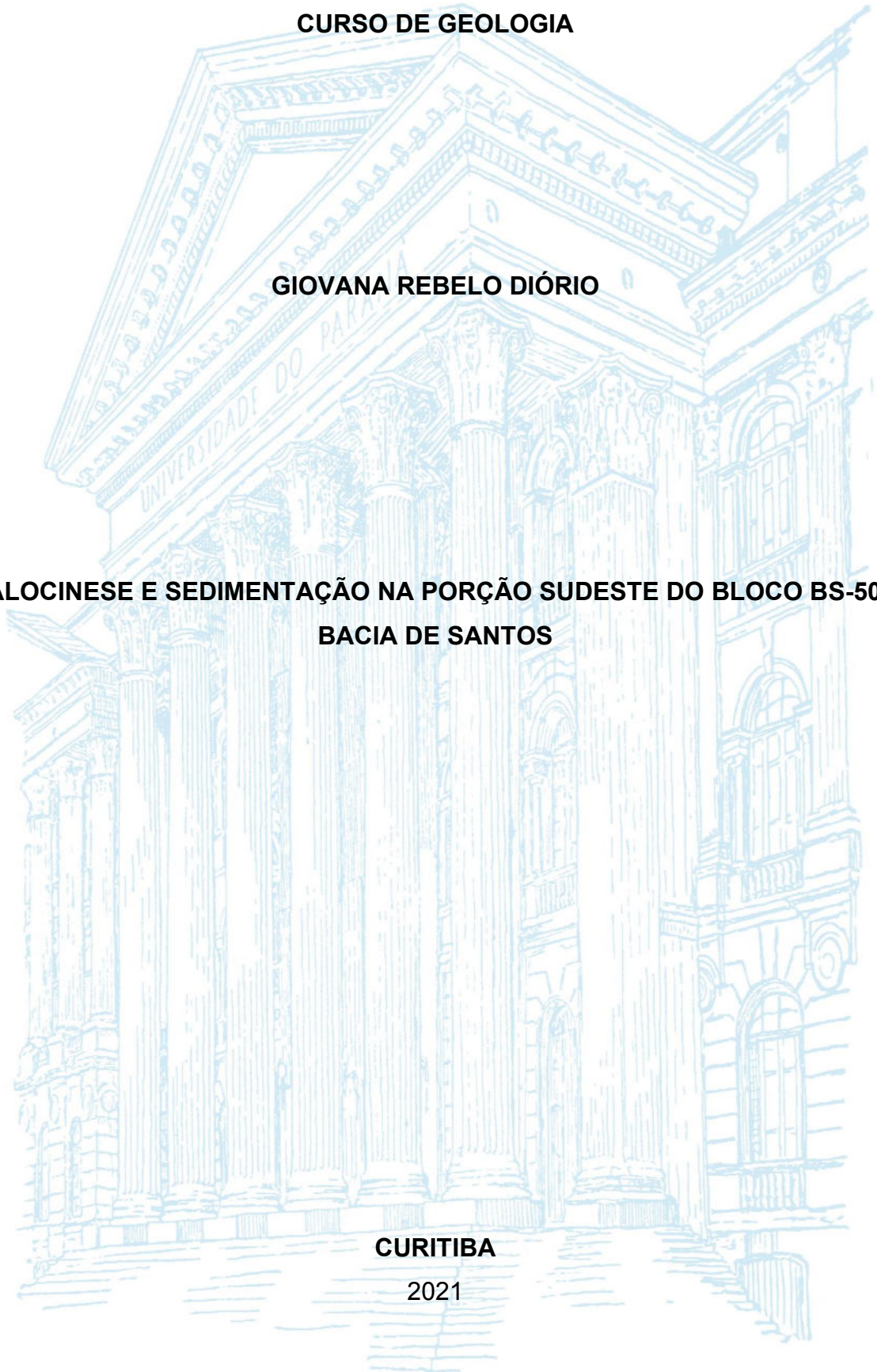
**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
CURSO DE GEOLOGIA**

GIOVANA REBELO DIÓRIO

**HALOCINESE E SEDIMENTAÇÃO NA PORÇÃO SUDESTE DO BLOCO BS-500,
BACIA DE SANTOS**

CURITIBA

2021



GIOVANA REBELO DIÓRIO

**HALOCINESE E SEDIMENTAÇÃO NA PORÇÃO SUDESTE DO BLOCO BS-500,
BACIA DE SANTOS**

Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Paraná (UFPR) como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof^ª.Dr^ª Barbara Trzaskos

CURITIBA

2021

Dedicatória

À minha família.

À minha mãe, que me ensinou a ser forte, determinada e analítica.

Ao meu pai, que me ensinou a ser justa, compassiva e discursiva.

Ao meu irmão, que me ensinou a ser diplomática, direta e confiante.

Vocês me ensinaram que ser livre é ser conscientemente responsável pelas minhas ações.

Se eu voar é porque vocês me deram o impulso.

Amo vocês.

AGRADECIMENTOS

Apesar de ter escolhido um curso que estuda rochas, preciso agradecer as pessoas e instituições que tornaram esse trabalho possível.

Gostaria de agradecer a Prof^a. Dr^a. Barbara Trzaskos que, assim como uma bússola em campo, me orientou verdadeiramente durante todo o processo. Ao Prof. Dr. Fernando Farias Vesely que transformou a temida estratigrafia em coisas fáceis e claramente discordantes. Ao Bruno Merss que com filtros excepcionais e atributos ideais foi o consultor de OpendTect mais solícito e paciente de todos (mesmo estando mais longe que a própria bacia).

Em relação as instituições, preciso agradecer primeiramente à UFPR. É uma honra me graduar em uma instituição que me propiciou uma infraestrutura diferencial e anos inesquecíveis. Também gostaria de agradecer ao Laboratório de Análise de Bacias (LABAP) da UFPR por me acolher e filiar meu TCC ao projeto “Avaliação dos controles sedimentológicos, estratigráficos e tectônicos na distribuição e qualidade de reservatórios siliciclásticos”, desenvolvido mediante Termo de Cooperação Tripartite entre a UFPR, FUNPAR e PETROBRAS. Agradeço à Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) por disponibilizar os dados sísmicos que foram utilizados e à dGB Earth Science por disponibilizar a licença para o OpendTect Pro, com a qual foi possível realizar essa monografia de forma remota.

Escolhi trabalhar com a Terra, mas sei que a minha vida é feita de pessoas. Agradeço a todas que cruzaram meu caminho. “As pessoas esquecerão o que você disse, o que você fez, mas nunca como você as fez sentir”. Hoje sou uma belíssima mescla de tudo que vivi com vocês. Eu não teria raízes sem a minha família, não me ramificaria sem meus nês e xus e choro só de imaginar meus frutos. A vocês, sempre, todo o meu apreço e amor.

E, como percebi nesses seis anos e meio, isso não é um fim porque tudo é cíclico. Só preciso escolher -positivamente- minha perspectiva, escala e tempo.

RESUMO

Rochas evaporíticas, compostas predominantemente por halita, são rochas com propriedades reológicas distintas, que se comportam como fluido e deformam rochas sobrepostas mesmo que influenciadas apenas por forças gravitacionais, em processo conhecido como halocinese. A Bacia de Santos, localizada na costa brasileira, é uma bacia de margem passiva, com deposição expressiva de evaporitos aptianos, que se movimentaram, formando um domínio distensivo e um domínio compressivo que influenciaram diretamente na deposição da Sequência Drifte. A fim de entender as influências na e da tectônica salífera, foi realizado o mapeamento sísmico de detalhe na região de transição dos dois domínios do Bloco 3D BS-500. Foram traçados 160 planos de falhas e seis horizontes sísmicos (incluindo o topo do sal e o fundo do mar), definindo cinco sequências estratigráficas. Analisando as características dos diápiros e dos estratos foi possível inferir a evolução halocinética na região, marcada pela sobreposição de deformações e a formação de minibacias. A movimentação do sal se iniciou de forma atectônica no Albiano, com migração do sal para sudeste da área formando *salt anticlines*, de direção NNW-SSE, concomitantemente com a movimentação da Fm. Guarujá, que ocorre de forma alóctone, ou seja, transportada por *rafting* e formando dobras sinclinais que possibilitaram a formação da Minibacia 1. Entre o Albiano e o Eocretáceo foram nucleadas falhas antitéticas de direção ENE/WSW, correlatas a Falha de Cabo Frio, incitando fase de diapirismo predominantemente reativo (*salt rollers* N30-60W e *salt anticlines* E-W) e formando minibacias e janelas de sal onde o sal colapsou. A passagem do Cretáceo para o Paleógeno é marcada pela sedimentação concomitante com o desenvolvimento de falhas ENE/WSW (crescimento de seção) e nucleação de falhas antitéticas NW/NE, que também incitaram diapirismo reativo, com a formação de *salt rollers* e sobreposição de deformações salíferas. Durante esse período, as minibacias previamente formadas e as regiões de falhas foram os maiores depocentros da região. A movimentação do sal no Cenozoico é marcada pelo colapso dos diápiros e consolidação de grabens de crista, com formação de falhas conjugadas com padrão anastomosado e feições tipo casco de tartaruga em *salt rollers* de direção N30-60W, que controlaram a formação da Minibacia 4. Foram formadas falhas normais sintéticas no Oligoceno, nucleadas na região onde previamente existiam minibacias. Formadas a partir do Neógeno, falhas lístricas que deformam sedimentos recentes não litificados indicam que a movimentação continua ativa.

Palavras chave: Evaporitos, Tectônica salífera, Diapirismo, Minibacias.

ABSTRACT

Evaporites, composed mainly of halite, are rocks with distinct rheological properties, that behaves similar to fluids, deforming superimposed rocks even if influenced only by gravity, in a process known as halokinesis. The Santos Basin, located in offshore Brazil, is a passive margin basin with expressive deposition of Aptian evaporites that moved, forming an extensive and a compressive domain, that directly influenced the deposition of the Drif Sequence. With the aim of understanding the dynamic influences within salt tectonics, a detailed seismic mapping in part of the 3D Block BS-500 was carried out in the transition of the two domains. A total of 160 fault planes and six seismic horizons (including the top of the salt and the bottom of the sea) were traced, defining five stratigraphic sequences. Analyzing the characteristics of diapirs and sedimentary strata, it was possible to infer the halokinetic evolution in the region, marked by superimposed deformations and the formation on minibasins. Salt started to move non-tectonically in the Albian, migrating to the southeast of the area forming NNW-SSE salt anticlines, moving the Guarujá Fm., which is allochthonous transported by rafting and occurs as syncline folds that allowed the formation of the first minibasin, herein called Minibasin 1. Between the Albian and the Late Cretaceous, ENE/WSW antithetical faults were nucleated, related to the Cabo Frio Fault, inciting a phase of predominantly reactive diapirism (N30-60W salt rolls and E-W salt anticlines) and forming minibasins and salt windows where the salt has collapsed. The passage from the Cretaceous to the Paleogene is marked by sedimentation concomitant with the development of ENE/WSW faults and nucleation of NW/NE antithetic faults, which also incited reactive diapirism (formation of salt rollers) and overlapping salt deformations. During this period, previously formed minibasins and fault areas were the biggest depocenters. Salt tectonics in the Cenozoic is marked by the collapse of diapirs and consolidation of crestal grabens, forming conjugated faults with anastomosed pattern and mock-turtle anticlines in N30-60W salt rolls that controlled the formation of another minibasin, herein called Minibasin 4. Normal synthetic faults were formed in the Oligocene, nucleated in the region where minibasins were previously formed. Formed since the Neogene, listric faults that deform recent unlithified sediments indicate that salt tectonics remain active.

Keywords: Evaporites, Salt tectonics, Diapirism, Minibasins.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1: Localização da área de estudo..... | 2 |
| Figura 2: Modelos para o desenvolvimento da tectônica salífera..... | 4 |
| Figura 3: Nomes e geometrias de estruturas salíferas | 5 |
| Figura 4: Ilustração das diferentes terminações de refletores dependendo da relação entre a taxa de ascensão do diápiro e a taxa de sedimentação..... | 6 |
| Figura 5: Carta cronoestratigráfica e seção tipo da Bacia de Santos | 7 |
| Figura 6: Localização da área de estudo perante feições regionais..... | 9 |
| Figura 7: Exemplo dos atributos usados | 11 |
| Figura 8: Localização das <i>in-lines</i> e <i>cross-lines</i> apresentadas..... | 11 |
| Figura 9: Seção sísmica ilustrando os critérios estabelecidos para a interpretação dos horizontes e a interpretação final..... | 12 |
| Figura 10: Mapas de contorno estrutural dos seis horizontes traçados..... | 13 |
| Figura 11: Mapas de isócronas gerados a partir dos horizontes interpretados. | 15 |
| Figura 12: Geometria 3D de algumas das falhas traçadas..... | 16 |
| Figura 13: Falhas conjugadas formando grabens de crista | 17 |
| Figura 14: Seções sísmicas mostrando as relações entre as falhas normais e as características geométricas dos estratos..... | 18 |
| Figura 15: Falhas lítricas de baixo ângulo que afetam apenas as sequências estratigraficamente superiores.. | 19 |
| Figura 16: Principais morfologias da unidade salífera | 20 |
| Figura 17: Seções chave com as principais feições encontradas para a elaboração da evolução tectono-estratigráfica da área..... | 22 |
| Figura 18: Correlação entre os horizontes, sequências, minibacias e falhas normais com unidades cronoestratigráficas formais. | 25 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 1: Vértices delimitadores da área de estudo..... | 2 |
| Tabela 2: Parâmetros usados no traçado sísmico de detalhe. | 10 |
| Tabela 3: Características dos horizontes sísmicos traçados. | 12 |
| Tabela 4: Características das sequências estratigráficas..... | 14 |

SUMÁRIO

| | |
|---|----|
| 1. INTRODUÇÃO | 1 |
| 2. CONTEXTUALIZAÇÃO | 3 |
| 3. MATERIAIS E MÉTODOS..... | 10 |
| 4. ARCABOUÇO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO | 12 |
| 4.1. HORIZONTES SÍSMICOS E SEQUÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS | 12 |
| 4.2. FALHAS | 16 |
| 4.3. DIÁPIROS | 19 |
| 5. INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES | 21 |
| 5.1 . EVOLUÇÃO HALOCINÉTICA | 21 |
| 5.2 . CORRELAÇÃO REGIONAL..... | 24 |
| 6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES..... | 29 |
| REFERÊNCIAS..... | 31 |
| ANEXO I: Pdf 3D com horizontes sísmicos e <i>cross-lines</i> e <i>in-lines</i> chave..... | 34 |
| ANEXO II: Pdf 3D com falhas, topo do sal e <i>Z slice</i> | 36 |

1. INTRODUÇÃO

Os aspectos estruturais e deposicionais associados a diápiros salinos são importantes guias de análise da evolução tectonoestratigráfica de uma bacia. Do ponto de vista estrutural, a tensão é preferencialmente acomodada no sal devido ao seu contraste reológico em relação aos estratos adjacentes (Rowan *et al.*, 2020) e o reconhecimento da geometria do sal e de falhas permite inferir deformações pretéritas das geradas com a ascensão do diápiro em diferentes estágios (Hudec & Jackson, 2007) e domínios (Demercian *et al.*, 1993; Vendeville, 2005). Do ponto de vista sedimentar, a movimentação do sal pode ser engatilhada por aumento de sobrecarga por diferentes taxas de sedimentação (Vendeville, 2005; Brun & Fort, 2011). Os diápiros também podem influenciar na sedimentação, gerando barreiras (Hudec *et al.*, 2020), depocentros (Castro & Holz, 2005; Caldas & Zalán, 2009; Callot *et al.*, 2016) e carregando estratos subjacentes (Hudec *et al.*, 2020). Ao mapear as principais sequências sedimentares e diferentes tipos de contatos entre estratos e diápiros (Hudec & Jackson, 2007; Giles & Rowan, 2012; Rowan *et al.*, 2016; Nikolinakou *et al.*, 2017; Mianaekere & Adam, 2020) pode-se inferir a relação entre a sedimentação e a ascensão do sal.

Dentro do cenário de bacias de margem passiva influenciadas por tectônica salífera (Hudec & Jackson, 2007) tem-se a Bacia de Santos, uma bacia sedimentar localizada na margem continental brasileira conhecida pela tectônica salífera expressiva de evaporitos depositados no Aptiano (Pereira & Feijó, 1994; de Mío *et al.*, 2005; Moreira *et al.*, 2007). O Bloco BS-500 (norte da Bacia de Santos) é um relevante objeto de estudo do tema. A área avaliada está localizada na porção sudeste do Bloco BS-500, tem aproximadamente 1.120 km² e está a cerca de 200 km da capital do Rio de Janeiro (Figura 1). Possui vértices delimitados na tabela abaixo (Tabela 1), com alcance em tempo (profundidade) de 6,788 segundos (s) ou 6.788 milissegundos (ms).

Tabela 1: Vértices delimitadores da área de estudo (WGS84 UTM23S).

| X | Y |
|---------|-----------|
| 746 210 | 7 292 677 |
| 761 286 | 7 254 670 |
| 735 398 | 7 244 345 |
| 720 633 | 7 282 651 |

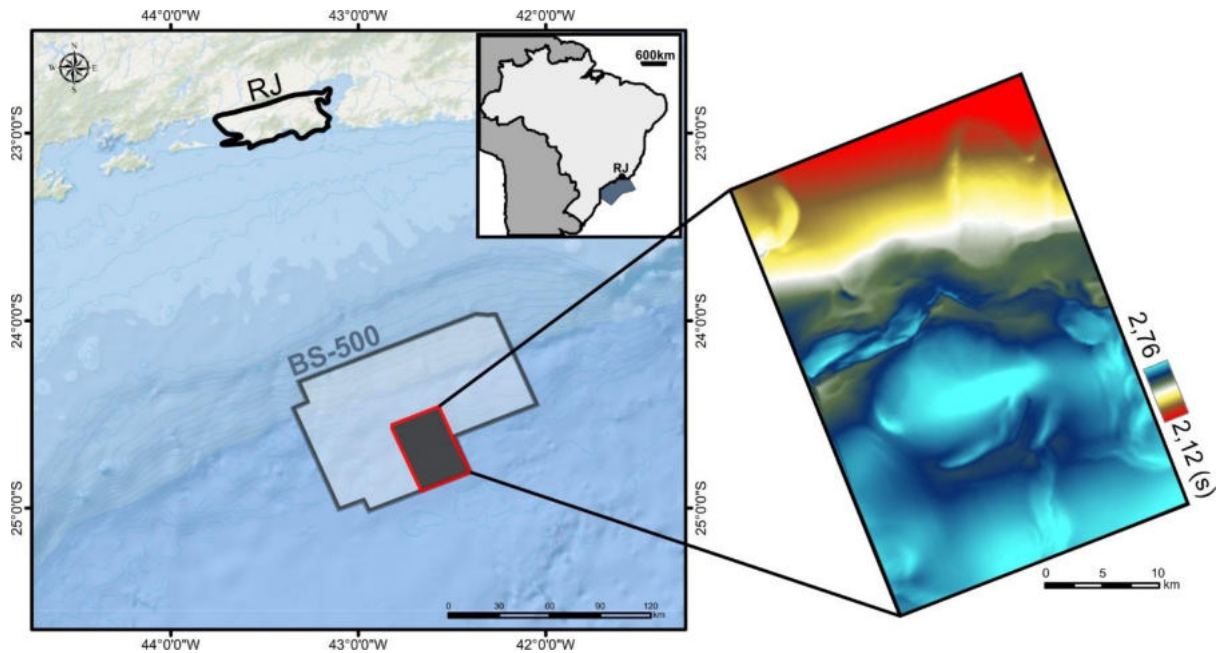


Figura 1: Localização da área de estudo. Mapa regional com a localização da Bacia de Santos (em azul, modificado de Modica & Brush, 2004), a localização da área estudada (em vermelho) dentro do Bloco BS-500 e detalhe do relevo do fundo do mar (legenda reflete o tempo de trânsito em s).

O principal objetivo desse trabalho é entender a dinâmica e evolução da tectônica salífera em parte do Bloco BS-500 e compreender os gatilhos da movimentação do sal, estimar a cronologia das principais falhas e avaliar a influência da tectônica do sal na estratigrafia, especialmente na formação de minibacias. Para isso, utilizou-se como método a interpretação sísmica de detalhe (espaçamento entre *in-lines* de 200 a 750 m), analisando quantitativamente a dinâmica da movimentação do sal na região.

2. CONTEXTUALIZAÇÃO

Sal é um termo utilizado para referenciar evaporitos compostos majoritariamente por halita (NaCl) (Hudec & Jackson, 2007; Assine *et al.*, 2008; Caldas & Zalán, 2009). Evaporitos são rochas de baixa densidade e mecanicamente fracas, possibilitando que a tensão se acumule preferencialmente nelas e que se comportem como fluido viscoso (Hudec & Jackson, 2007; Fossen, 2010; Guerra & Underhill, 2012). Quando soterrados, tendem a ficar gravitacionalmente instáveis e se movimentar deformando as rochas sobrepostas, em processo chamado de halocinese (Hudec & Jackson, 2007).

Diferentes situações podem servir de gatilho para o início da tectônica salífera (Figura 2). Em contextos distensivos o estilo das falhas e a relação temporal entre a ascensão do sal e o processo de deformação influenciam na geometria do diápiro e em sua relação espacial com os estratos adjacentes (Hudec & Jackson, 2007; Escosa, 2019). A dinâmica do sal pode continuar mesmo com o fim de sua ascensão, uma vez que o diápiro pode entrar em colapso (Caldas & Zalán, 2009). Em cenários atectônicos os principais gatilhos são a declividade do talude e o aporte sedimentar com cargas diferenciais (Hudec & Jackson, 2007; Brun & Fort, 2011), ambos comumente correlacionados formando diferentes domínios de deformação do sal (Rowan *et al.*, 1999; Vendeville, 2005; Brun & Fort, 2011).

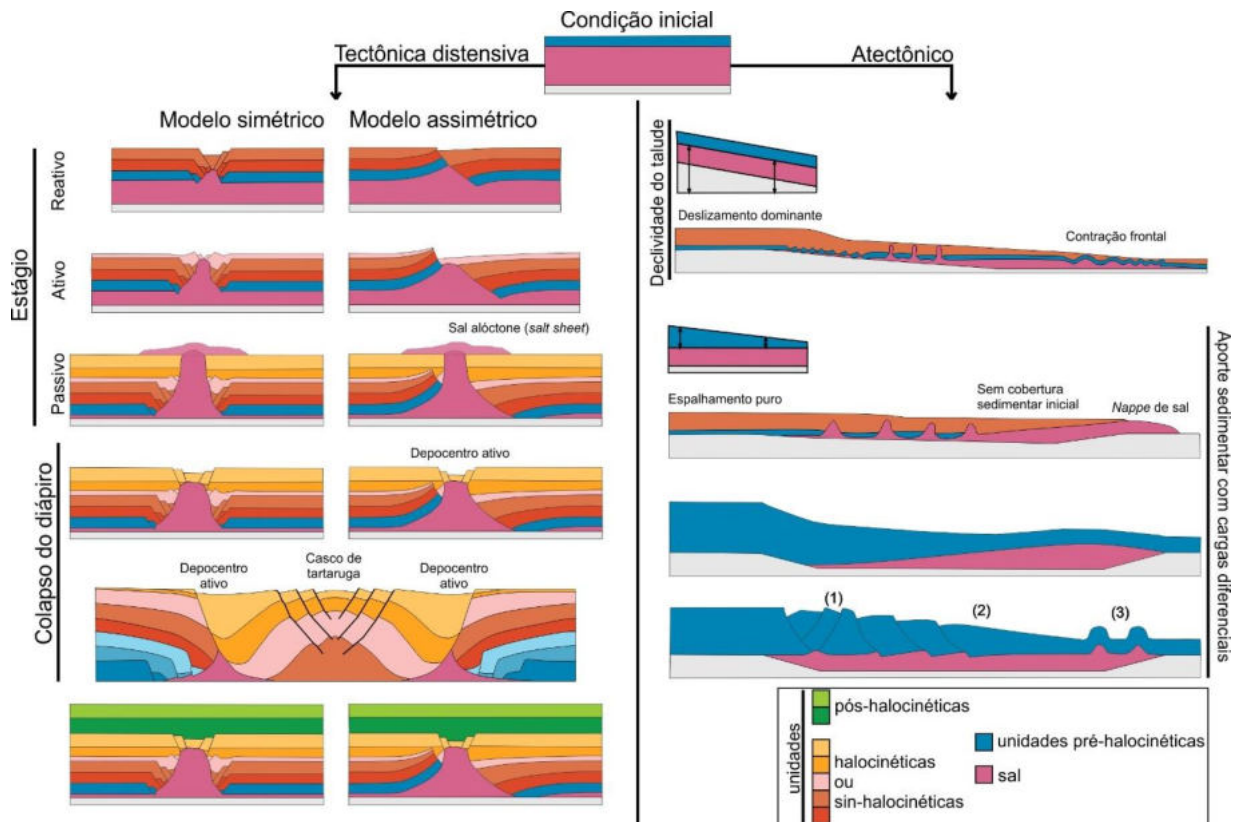


Figura 2: Modelos para o desenvolvimento da tectônica salífera, levando em consideração diferentes gatilhos. Nos casos envolvendo a tectônica distensiva e a carga de sedimentos sindeformacionais, a formação de grabens incita o diapirismo reativo (sal aproveita as zonas de fraqueza geradas para ascender). Este estágio é seguido pelo estágio ativo, no qual o sal força de forma ativa sua subida até a superfície. Ao emergir em superfície, inicia-se o estágio de diapirismo passivo, no qual o sal avança e se torna alóctone. Destacam-se também as feições relacionadas às falhas lísticas, como crescimento de seção e anticlinais de *rollover*. Caso o diápiro colapse, podem ser gerados depocentros e estruturas em casco de tartaruga. Nos casos atectônicos são descritos diferentes domínios de deformação do sal, sendo esses (1) região de alívio proximal, (2) região de transição e (3) região compressiva, sendo que em sistemas progradantes esses domínios podem se sobrepor. Dados compilados de: Vendeville, 2005; Hudec & Jackson, 2007; Caldas & Zalán, 2009; Brun & Fort, 2011; Escosa, 2019.

Outra característica importante é a geometria tridimensional do diápiro¹ (Figura 3). O sal pode migrar em fontes lineares ou pontuais e gerar diferentes estruturas a depender da maturidade do sistema, cujo aumento está relacionado com o sal se tornar alóctone (Hudec & Jackson, 2007; Fossen, 2010).

¹ Fossen (2010) aponta que diápiro descreve um corpo que se move gravitacionalmente, invadindo e perfurando (piercing) de forma discordante as camadas sobrepostas. Mesmo que não seja no sensu stricto, muitas estruturas são chamadas de diápiros pois representam estágios iniciais que podem resultar em um diápiro. Esse processo evolutivo é chamado de diapirismo.

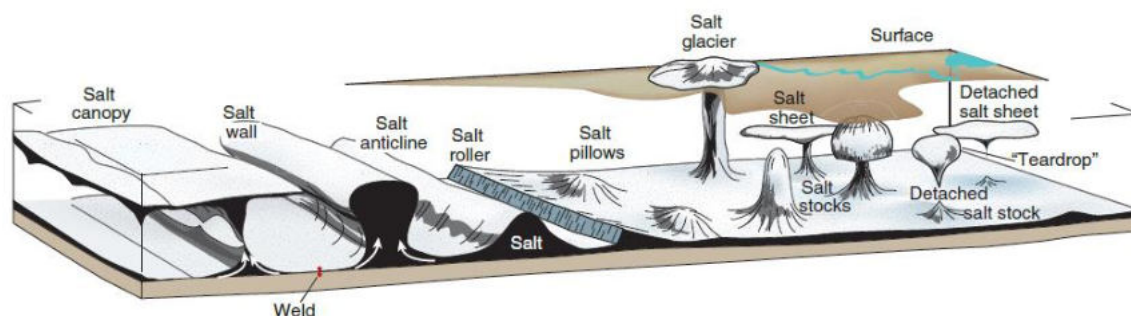


Figura 3: Nomes e geometrias de estruturas salíferas. A maturidade do sistema aumenta da parte central para os cantos direito (fontes pontuais) e esquerdo (fontes lineares). Alguns termos já foram traduzidos para o português (e.x.: *salt wall* para muralha de sal), mas como foram encontradas geometrias ainda não traduzidas optou-se por utilizar os termos como definidos. Fonte: Fossen (2010).

A ascensão de um diápiro influencia na distribuição espacial das camadas previamente formadas, como ao carregar jangadas por mecanismos como *rafting* (Machado Jr., 2007; Assine *et al.*, 2008; Guerra & Underhill, 2012). Além disso, a ascensão do sal gera falhas, altos e baixos estruturais (Escosa, 2019), podendo influenciar na deposição de unidades cronocorrelatas. Ao ascender, ele forma barreiras (e.g. Hudec *et al.*, 2020), onde não são depositadas unidades, e baixos topográficos (e.g. Rowan *et al.*, 1999), nos quais os sedimentos tendem a migrar na ocorrência de novo aporte sedimentar. Um tipo de depocentro que ocorre são as chamadas minibacias, bacias sedimentares com apenas poucos quilômetros de diâmetro formadas no espaço gerado pela deflação do sal, com bordas controladas por diápiros ou outras estruturas da bacia (Fossen, 2010; Guerra & Underhill, 2012; Callot *et al.*, 2016).

A relação entre a taxa de sedimentação e a taxa de ascensão do diápiro (Figura 4) é inferida ao analisar a largura do topo e base do diápiro (Hudec & Jackson, 2007) e as geometrias dos contatos entre os estratos e o diápiro, separando *composite halokinetic sequences* (CHS) (Giles & Rowan, 2012). Para isso, são avaliadas as terminações em gancho (*hook*) ou cunha (*wedge*) e o empilhamento estratigráfico vertical.

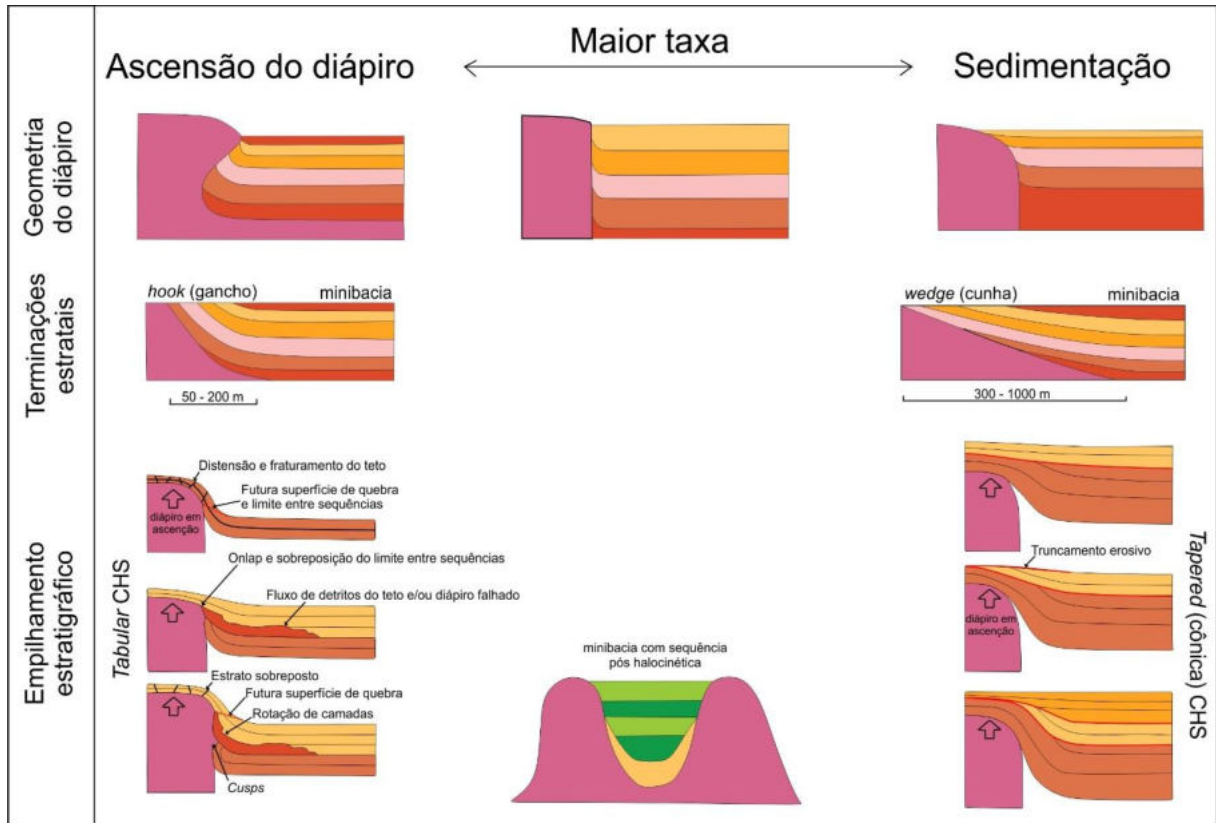


Figura 4: Ilustração das diferentes terminações de refletores dependendo da relação entre a taxa de ascensão do diápiro e a taxa de sedimentação. Dados compilados de: Hudec & Jackson, 2007; Caldas & Zalán, 2009; Giles & Rowan, 2012; Escosa, 2019.

A Bacia de Santos é uma bacia sedimentar de margem passiva (Hudec & Jackson, 2007) localizada na margem continental brasileira, conhecida por ser a bacia na margem brasileira com o maior volume de evaporitos depositados no Aptiano e tectônica salífera expressiva (Pereira & Feijó, 1994; de Mio *et al.*, 2005; Moreira *et al.*, 2007; Guerra & Underhill, 2012). Sua formação está relacionada ao evento de ruptura do Supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico, com início no Eocretáceo (de Mio *et al.*, 2005; Chang *et al.*, 2008). Desta forma, a evolução tectonoestratigráfica da bacia é dividida nas Sequências Rifte, Pós-Rifte e Drifte (Moreira *et al.*, 2007).

Como apontado por Pereira & Feijó (1994), as rochas da bacia não afloram e o conhecimento de sua estratigrafia depende da correlação de dados indiretos (linhas sísmicas) e diretos (poços). Assine *et al.* (2008), com base nos “horizontes sísmicos marcantes” definidos por Pereira *et al.* (1986), definiram horizontes sísmicos que são majoritariamente relacionados a discordâncias regionais e reconhecíveis em seções sísmicas (Figura 5).

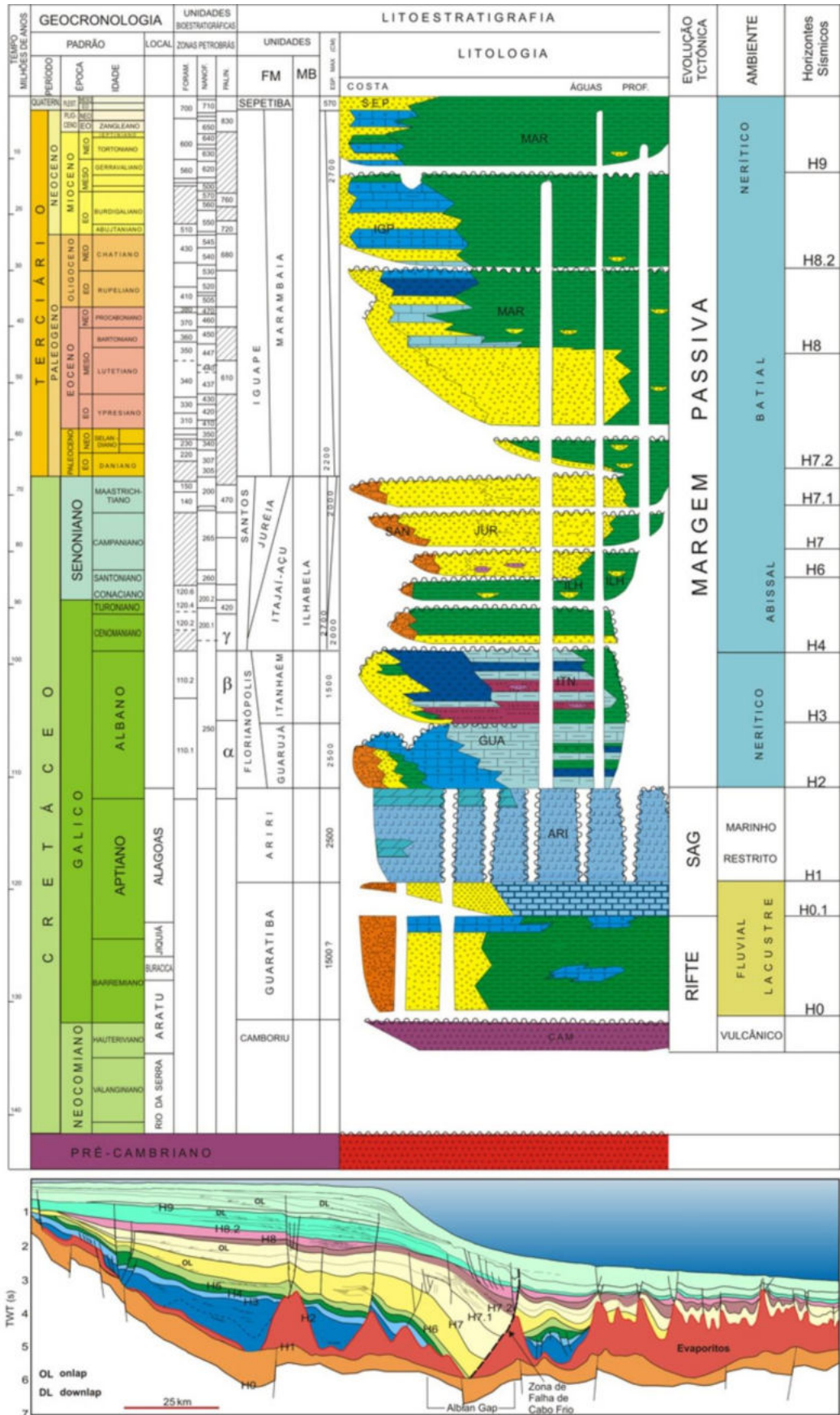


Figura 5: Carta cronoestratigráfica (modificado de Pereira & Feijó, 1994) e seção tipo da Bacia de Santos, com as discordâncias reconhecíveis em sísmica. Fonte: Assine et al. (2008).

O rifteamento durante o Neocomiano gerou dois *trends* principais: falhas distensivas NE-SW, em zonas de fraqueza do Brasileiro; e falhas de transferência NW-SE, que segmentaram o rifte, formando subbacias compartimentalizadas (chamadas “embaiamentos”) nas quais ocorreram a sedimentação da Sequência Rifte (Pereira *et al.* 1986; Meisling *et al.*, 2001; Modica & Brush, 2004; Garcia *et al.*, 2012). Essa fase é de difícil mapeamento em sísmica por sua profundidade e baixa resolução (Pereira *et al.*, 1986; Garcia *et al.*, 2012).

Com a consolidação da dorsal de espalhamento oceânico e de altos estruturais (Gomes *et al.*, 2009) iniciou-se a deposição da Sequência Pós-Rifte em ambiente transicional continental a marinho raso (Moreira *et al.*, 2007). A Formação Ariri, unidade evaporítica da bacia, faz parte da Sequência Pós-Rifte. Depositada no Neo-Aptiano (Moreira *et al.*, 2007), sua movimentação teve início no Eo-Albiano, maior deslocamento no Neo-Cretáceo (Assine *et al.*, 2008; Quirk *et al.*, 2012) e continua ativa (Guerra & Underhill, 2012).

Na fase de subsidência termal (Quirk *et al.*, 2012), com a maioria dos estresses tectônicos cessados, a Sequência Drifte foi depositada de forma heterogênea na Bacia com migrações dos depocentros (Assine *et al.*, 2008) associados com a movimentação salífera de oeste para sudeste (Guerra & Underhill, 2012; Garcia *et al.*, 2012).

A movimentação do sal gerou uma frente distensiva e uma compressiva, separadas pela Falha de Cabo Frio (Figura 6) gerando deformações tipo *thin skinned* em diferentes tipos de embasamento (Guerra & Underhill, 2012, Garcia *et al.*, 2012). Na frente distensiva (sentido ao continente), a retirada do sal gerou espaços de acomodação (Assine *et al.*, 2008) e ocorrem domos e muralhas de sal nas paredes de falhas antitéticas N60–65E e N30–40E (Guerra & Underhill, 2012). Esse transporte gerou o chamado Gap Albiano, uma região na qual rochas pré-halocinéticas foram transportadas pelo sal por *rafting* (Assine *et al.*, 2008), por vezes dobradas (Guerra & Underhill, 2012), com espessuras constantes e feições erosivas (Caldas & Zalán, 2009). O transporte foi para a frente compressiva (sentido ao talude), marcado por diápiros N25–30W, muralhas de sal N65E e pela formação de minibacias pouco significativas até o fim do Cretáceo, onde evento progradacional desacelerou a

movimentação do sal e tornou a formação de minibacias mais significativa (Moreira *et al.* 2007; Guerra & Underhill, 2012; Garcia *et al.*, 2012).

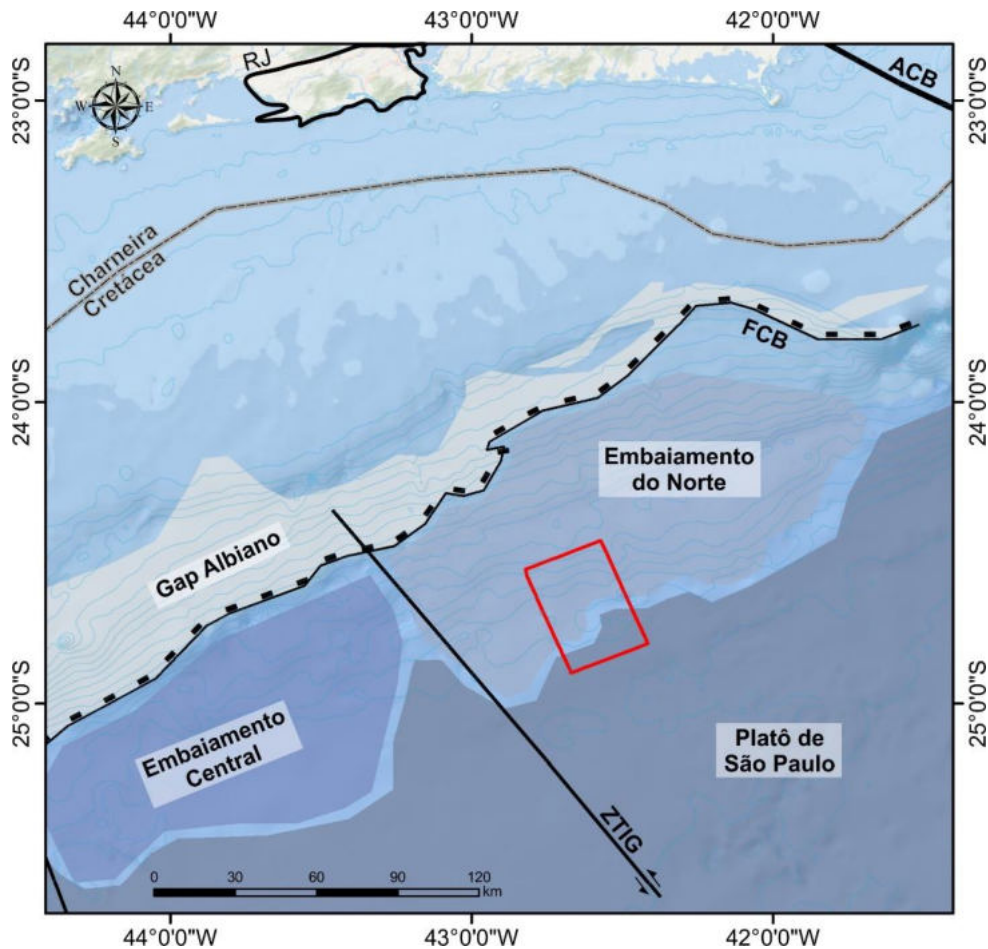


Figura 6: Localização da área de estudo perante feições regionais. A Bacia de Santos é limitada à Norte pelo Alto de Cabo Frio (ACB) e a Charneira Cretácea marca a região com ascensão do limite de Moho em falhas distensionais neocomianas (Meisling *et al.*, 2001). A área de estudo (em vermelho) está localizada entre duas das principais províncias estruturais (Modica & Brush, 2004): o Embaiamento do Norte, uma zona com feições de distensão, formação de diápiros e janelas de sal (Meisling *et al.*, 2001); e o Platô de São Paulo, região com tectônica de sal compressional. Essas províncias são limitadas pela Zona de Transcorrência Ilha Grande (ZTIG) e a Falha de Cabo Frio (FCB).

Diferentes taxas de aporte e sobrecarga sedimentar (Mohriak *et al.*, 1995; Modica & Brush, 2004; Assine *et al.*, 2008) apontam para a migração do fluxo inicialmente NW (associado a formação da Falha de Cabo Frio) para posteriormente NNE (Guerra & Underhill, 2012), associada a subsidência termal e deformação dúctil salífera (Quirk *et al.*, 2012; Garcia *et al.*, 2012). Acredita-se que essa mudança está relacionada a fatores como a elevação da Serra do Mar e mudanças na desembocadura do Rio Paraíba do Sul (Meisling *et al.*, 2001; Cobbold *et al.*, 2001; Modica & Brush, 2004; Caldas & Zalán, 2009), gerando diferentes padrões de deformação salífera sobrepostos.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

O principal material utilizado foi o Bloco sísmico 3D BS-500, disponibilizado pela ANP à UFPR no Pedido 9359 - Protocolo ANP nº 136867/2018. Os horizontes e falhas foram interpretados no *software* OpendTect 6.6 Pro da dGB Earth Science.

Considerando as fases de aquisição e análise de dados, a metodologia utilizada compreendeu duas abordagens. A primeira consistiu na interpretação sísmica de detalhe (Tabela 2) de horizontes sísmicos (usados também para geração de mapas de isócronas de sequências estratigráficas) e falhas. A segunda abordagem foi a análise e interpretação das relações entre os pulsos de movimentação do sal com falhas e a criação e preenchimento das minibacias.

Tabela 2: Parâmetros usados no traçado sísmico de detalhe.

| | Feição | Espaçamento entre perfis (m) | | Constância |
|-------------------------------|--------------|------------------------------|------------------------|------------|
| | | <i>In-lines</i> (m) | <i>Cross-lines</i> (m) | |
| Horizontes estratigráficos | Fundo do mar | 200 | - | Regular |
| | H4 | 500 | 500 | Regular |
| | H3 | 200-750 | 250-900 | Irregular |
| | H2 | 500 | 500 | Regular |
| | H1 | 500 | 500 | Regular |
| | Topo do sal | 250 | - | Regular |
| Falhas | Falhas | 500 | 500 | Regular |

OBS.: A área de estudo tem aproximadamente 40 km em *cross-lines* e 28 km em *in-lines*.

Para o traçado foram utilizados *plug-ins* e atributos do OpendTect. O primeiro foi o *plug-in deep steering*, algoritmo que calcula as diferentes direções de mergulho existentes, considerando espaçamentos de 1 em *in-line*, *cross-line* e *Z slice*. Foi utilizado o filtro *fault enhancement filter* (FEF), que diminui os ruídos nas zonas próximas a falhas. Também foi usado o atributo *thinned fault likelihood* (TFL), algoritmo que procura identificar falhas e fraturas com o máximo de semelhança, utilizando as etapas de cálculo de 2 para *in-line* e *cross-line* e valores de 2, 16 (recomendada pelo fabricante) e 32 para *Z slice*.

Durante o traçado das falhas foram sobrepostos os resultados do filtro FEF e do atributo TFL em *in-lines* e *cross-lines* (Figura 7), sendo a continuidade das mesmas determinadas em *Z slice*.

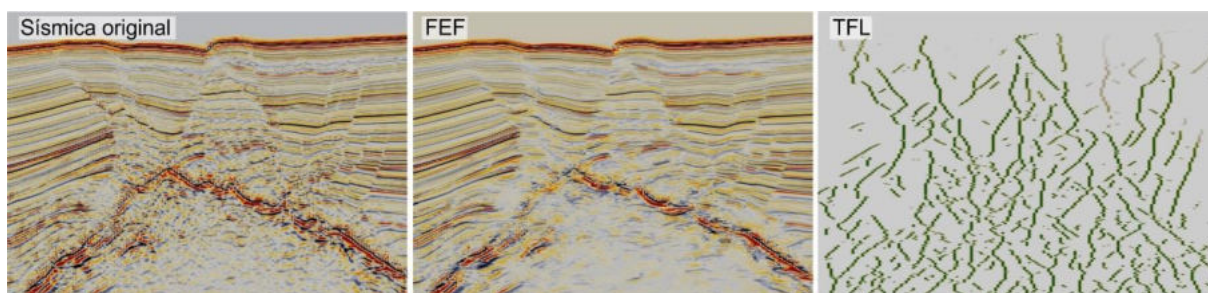


Figura 7: Exemplo dos atributos usados para a *in-line* 1007. Neste exemplo o TFL foi gerado com valor 2 para *Z slice*.

Para a gridagem dos horizontes traçados utilizou-se como base o algoritmo *dip steering* e as falhas traçadas. Apenas para o topo do sal foi utilizado o algoritmo de *continuous curvature* com *tension* 0.95. Para os horizontes, que não eram contínuos em toda a área, foram gridadas áreas dentro de polígonos que depois foram sobrepostas. As seqüências estratigráficas foram determinadas com base nos horizontes traçados. Para isso, foram gerados mapas de isócronas entre as superfícies gridadas, totalizando cinco seqüências estratigráficas.

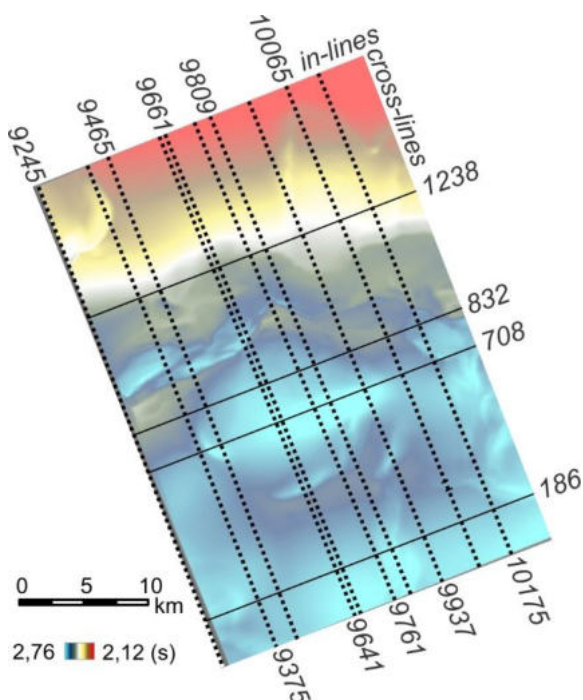


Figura 8: Localização das *in-lines* e *cross-lines* apresentadas nesta monografia.

Os resultados adquiridos foram comparados com os dados apresentados em trabalhos científicos que contemplam a Bacia de Santos, seu contexto de formação e características da tectônica de sal. As figuras existentes no relatório tiveram como passe os perfis de *in-line* e *cross-line* exibidos na Figura 8.

4. ARCABOUÇO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO

4.1. HORIZONTES SÍSMICOS E SEQUÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS

Para a realização deste projeto foram traçados horizontes sísmicos com base em respostas sísmicas abrangentes, de fácil reconhecimento em toda a área e com terminações estratigráficas reconhecíveis (Figura 9). No total foram traçados quatro horizontes entre o topo do sal e o fundo do mar, cujas características e abrangência são detalhadas na Tabela 3. A Figura 10 mostra o mapa de contorno estrutural das seis superfícies interpretadas. Observe que, devido à halocinese, os horizontes de 1 a 4 não são contínuos em toda a área. Para melhor visualização dos horizontes interpretados consulte o Anexo I (pdf 3D).

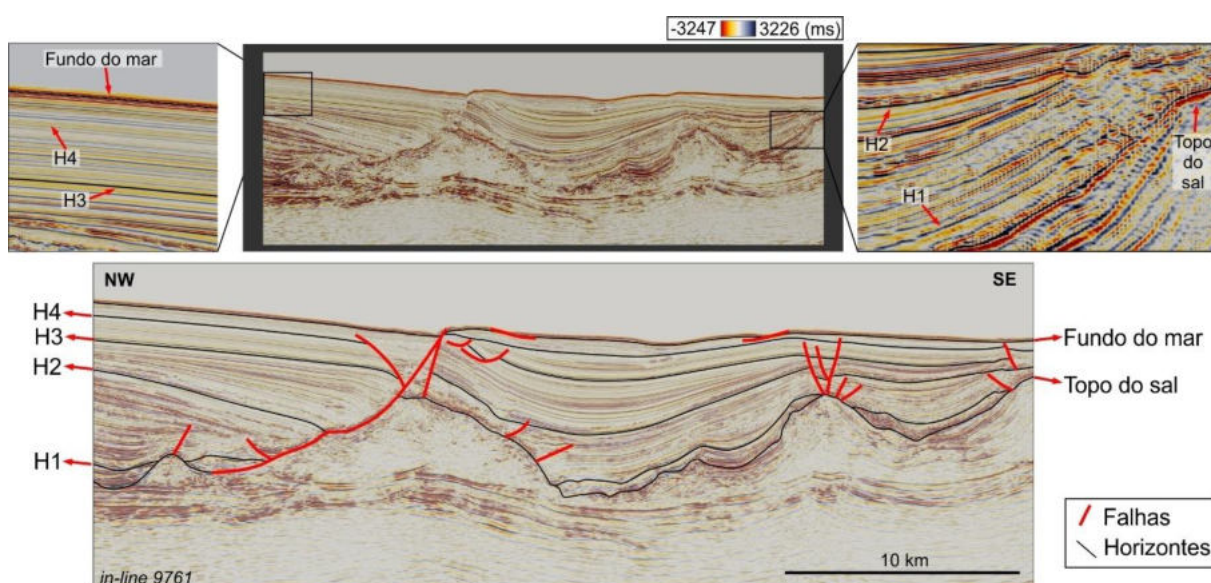


Figura 9: Seção sísmica, *in-line* 9761, ilustrando os critérios estabelecidos para a interpretação dos horizontes (destacados com as setas vermelhas) e a interpretação final na *in-line*.

Tabela 3: Características dos horizontes sísmicos traçados. A abrangência pode ser melhor vista no Anexo I.

| Horizonte | Tipo de evento | Abrangência |
|--------------|----------------|--|
| Fundo do mar | Pico positivo | Contínuo em toda a área |
| H4 | Pico negativo | Interrompido por falhas e por Depósitos de Transporte em Massa (DTM) |
| H3 | Pico positivo | Interrompido por falhas |
| H2 | Pico positivo | Interrompido por falhas |
| H1 | Pico positivo | Apenas onde não ocorrem diápiros |
| Topo do Sal | Pico negativo | Superfície irregular em toda a área |

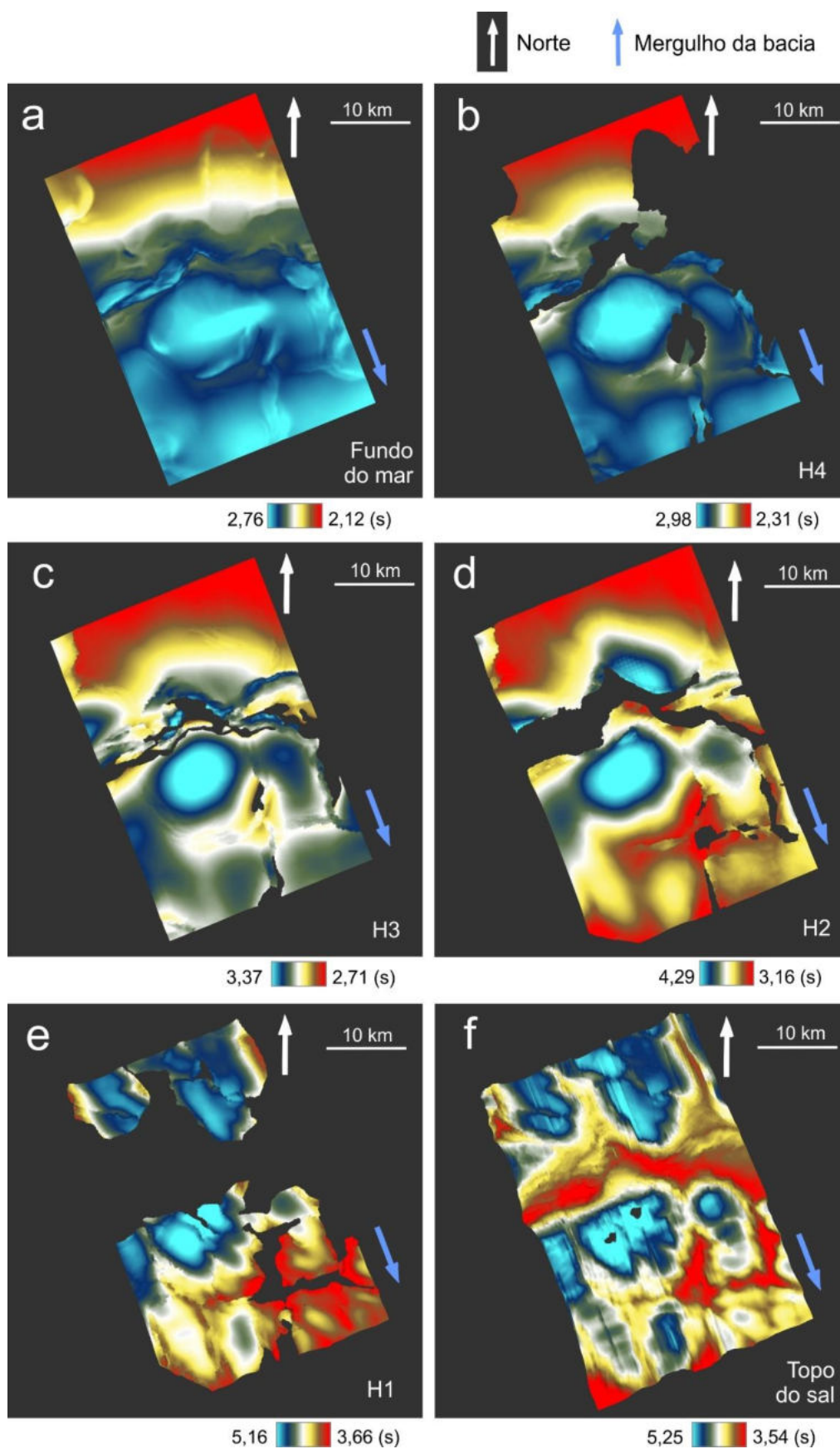


Figura 10: Mapas de contorno estrutural dos seis horizontes traçados (legenda reflete o tempo duplo em segundos): (a) fundo do mar; (b) H4; (c) H3; (d) H2; (e) H1 e; (f) topo do sal (ver Anexo I).

Usando como base os seis horizontes traçados foram criados mapas de isócronas² para determinar as espessuras relativas de sequências estratigráficas limitadas pelos horizontes (Tabela 4 e Figura 11). As sequências interpretadas são: Sequência 1, definida entre o topo do sal e o H1; Sequência 2, definida entre H1 e o H2; Sequência 3, definida entre H2 e o H3; Sequência 4, definida entre H3 e o H4 e; Sequência 5, definida entre H4 e o fundo do mar. Foram analisadas também feições existentes dentro de cada sequência, como superfícies erosivas e depocentros com terminações sísmicas tipo *on-lap* (majoritariamente terminações em cunha) indicativas de minibacias.

Tabela 4: Características das sequências estratigráficas.

| Sequência | Horizontes | Espessuras máximas | Feições* |
|-------------|-------------------|--------------------|---|
| Sequência 5 | H3 → Fundo do mar | Região central | Minibacia (centro), DTMs, espessamento de camada (E) |
| Sequência 4 | H3 → H4 | Região central e N | Minibacias (centro), DTM (N), espessamento de camada (E) |
| Sequência 3 | H2 → H3 | Região central | Espessamento de camadas (W, N), minibacia (centro – E), Superfície erosiva (SE) |
| Sequência 2 | H1 → H2 | NE | Superfícies erosivas (SE), minibacias (centro), anticlinais de <i>rollover</i> (NW) |
| Sequência 1 | Topo do sal → H1 | SE | Espessura mínima constante (<i>rafting</i> - N), dobras sinclinais (SE) |

*As feições estão ilustradas na Figura 17, onde serão geograficamente correlacionadas com falhas e os diápiros e explicadas geneticamente

Vale mencionar que as espessuras máximas de cada sequência não estão necessariamente superimpostas. Por exemplo, a maior espessura da Sequência 1 ocorre na mesma região onde o topo do sal e o H1 estão mais próximos da superfície do mar. O mesmo não acontece para as Sequências 4 e 5, que tem sua região com maior espessura relativa (região central) na mesma área em que H3, H4 e o fundo do mar estão relativamente mais longe da superfície do mar.

² Como a profundidade sísmica (Z) é medida em tempo, um mapa de isócronas estima as diferenças relativas entre horizontes sísmicos, refletindo as espessuras relativas das sequências estratigráficas.

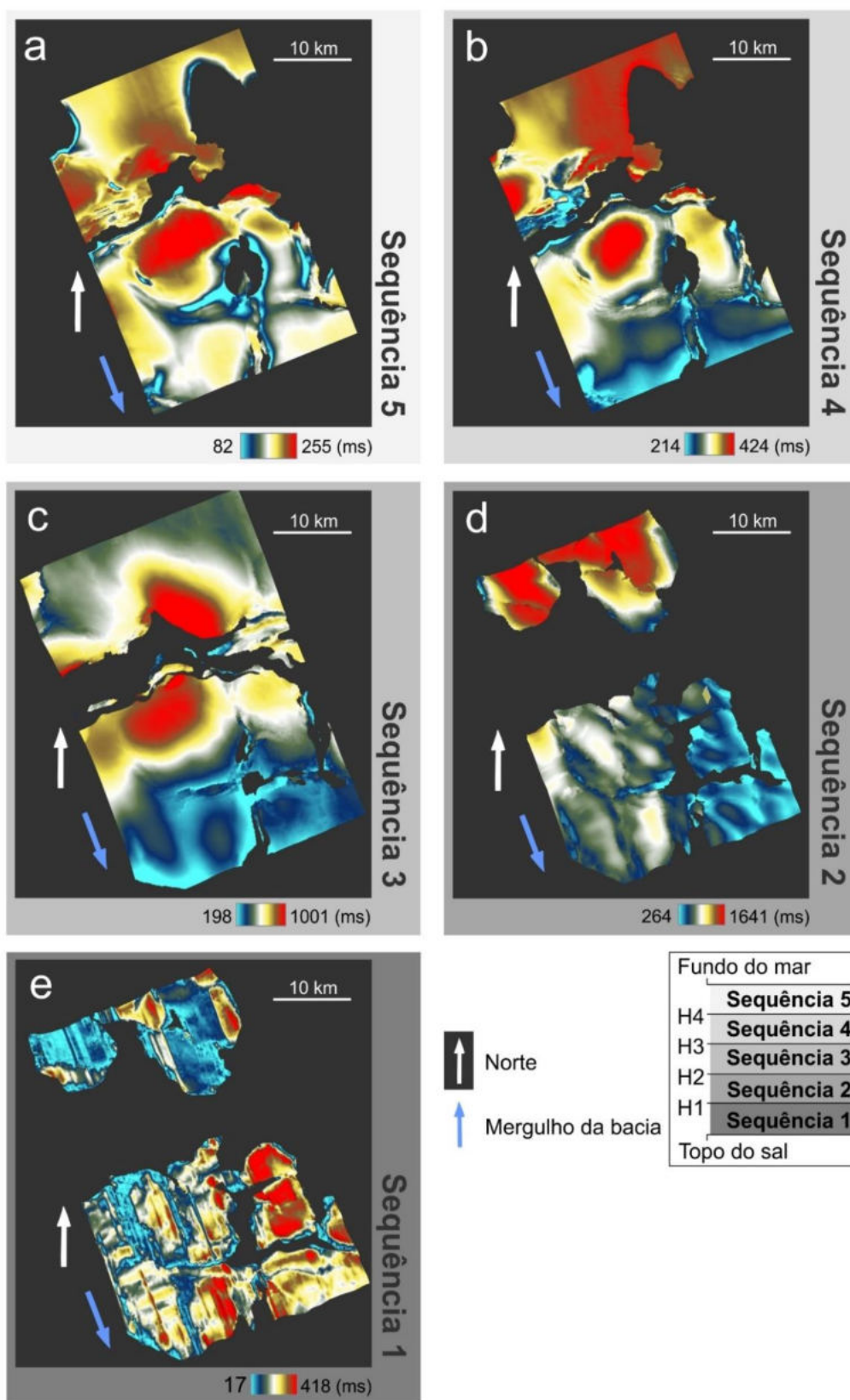


Figura 11: Mapas de isócronas gerados a partir dos horizontes interpretados. (a) Sequência 1, definida entre o topo do sal e o H1; (b) Sequência 2, definida entre H1 e o H2; (c) Sequência 3, definida entre H2 e o H3; (d) Sequência 4, definida entre H3 e o H4 e; (e) Sequência 5, definida entre H4 e o fundo do mar.

4.2. FALHAS

A partir das *in-lines* e *cross-lines* e com o uso de atributos sísmicos foram mapeados 160 planos de falhas (ver Anexo II – pdf 3D), que foram divididos em três grupos devido a suas geometrias e sequências nas quais ocorrem (Figura 12).

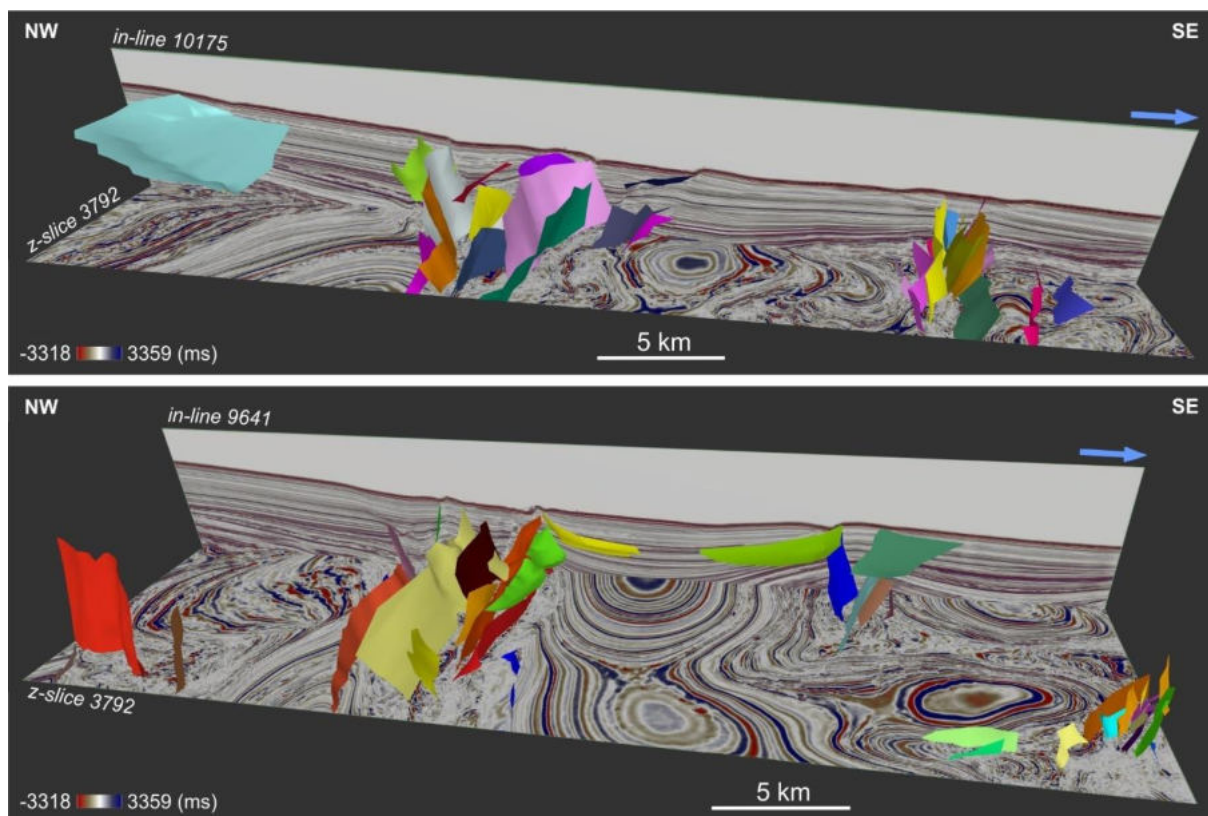


Figura 12: Geometria 3D de algumas das falhas traçadas (ver o Anexo II).

As falhas são, predominantemente, caracterizadas como falhas conjugadas, que formam grabens de crista em diápiros (Figura 13 e Anexo II), sendo, normalmente, planos quilométricos anastomosados (ver *Z slice* 3792 no Anexo II), formando zonas de falhas. Por estarem relacionados aos diápiros, a direção dos planos varia muito, mas são comumente perpendiculares ao sentido do mergulho da bacia. São formadas, portanto, falhas sintéticas e antitéticas com deslocamentos entre o bloco alto e o bloco baixo chegando a até 400 ms. Todas as sequências estratigráficas definidas são afetadas por esses tipos de falha.

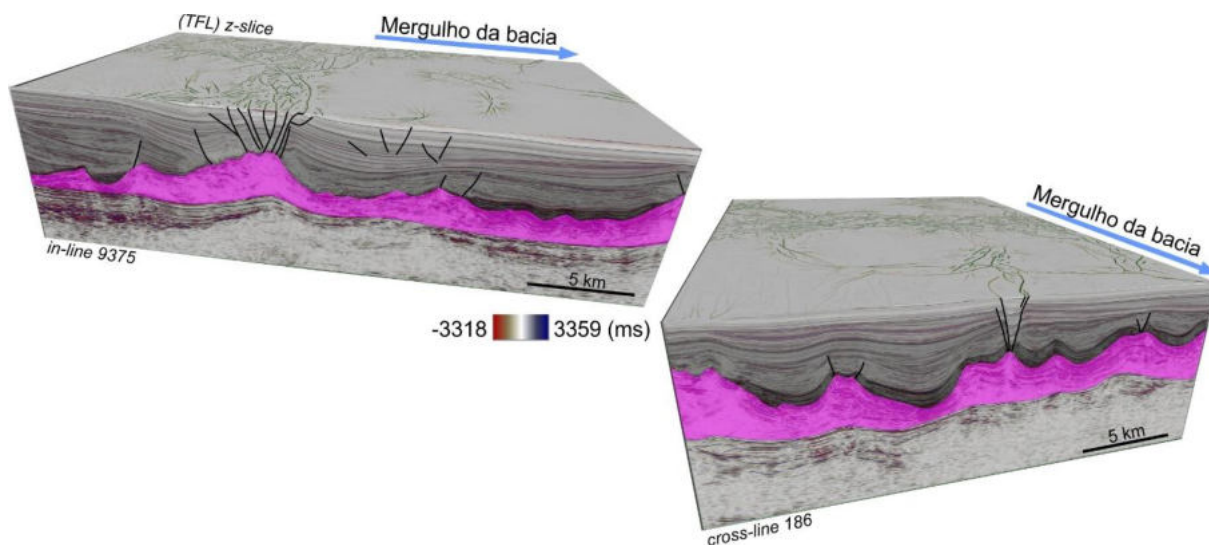


Figura 13: Falhas conjugadas formando grabens de crista, comumente com padrões anastomosados nas regiões onde ocorrem os diápiros.

Além das falhas conjugadas, as unidades existentes na área são afetadas por algumas falhas normais de expressão regional que também afetam todas as seqüências definidas (Figura 14). Essas falhas apresentam direção aproximada N60E, sendo duas delas antitéticas e uma sintética, e são definidas com base em feições típicas, como anticlinais de *rollover*, espessamento de camada e geometria tipo rampa-patamar-rampa. Mesmo sendo as falhas que apresentam maior deslocamento relativo, é difícil determinar características como o mergulho e continuidade porque diápiros salinos e grabens de crista ocorrem nessas regiões.

A interpretação sísmica das falhas existentes na área foi restrita aos maiores e principais planos. O filtro TFL aplicado destacou inúmeros planos anastomosados que foram interpretados neste trabalho e são penetrativos na região em que essas falhas normais ocorrem, o que impossibilitou seu traçado de detalhe (Anexo II).

A falha normal ENE/WSW (antitética) começou seu desenvolvimento durante a deposição da Sequência 2 e teve maior deslocamento durante a deposição da Sequência 3. O plano tem geometria tipo rampa-patamar-rampa e está associado ao anticlinal de *rollover* da Sequência 2. A falha NW/NE (antitética) teve maior deslocamento durante a deposição da Sequência 3, enquanto a falha NW/SE (sintética) é a única com mergulho para S e tem maior desenvolvimento durante a deposição das Sequências 4 e 5.

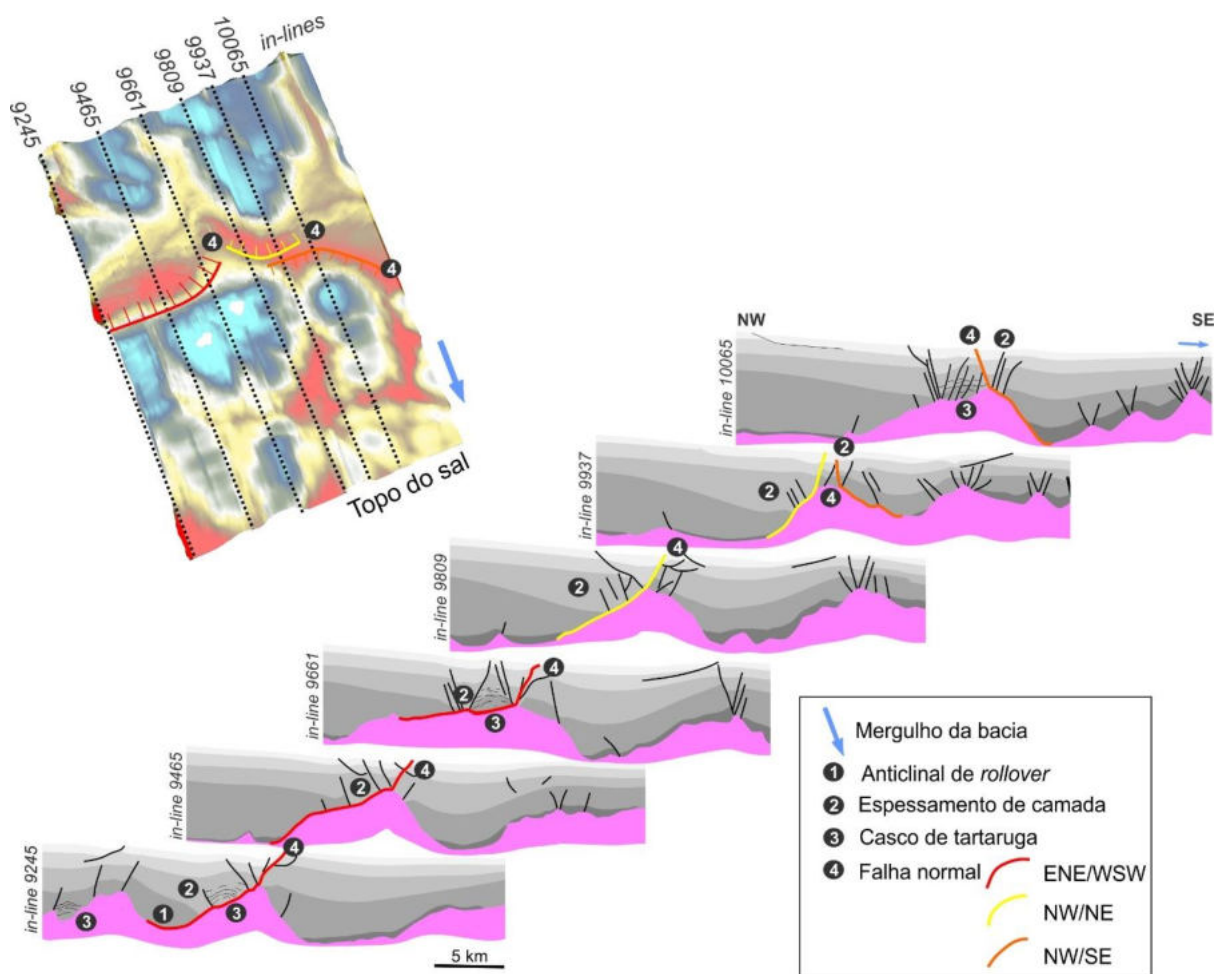


Figura 14: Seções sísmicas mostrando as relações entre as falhas normais e as características geométricas dos estratos.

Por fim, ocorrem falhas lístricas de baixo ângulo que deformam apenas as seqüências estratigráficas mais recentes (Figura 15 e como exemplos do Anexo II – falhas NE3, FNW2). Essas falhas ocorrem comumente na Sequência 5, por vezes intersectando também a Sequência 4. São predominantemente sintéticas, que ocorrem como falhas oblíquas ao mergulho da bacia, ou antitéticas que ocorrerem nas bordas das minibacias ou nas zonas de grabens de crista.

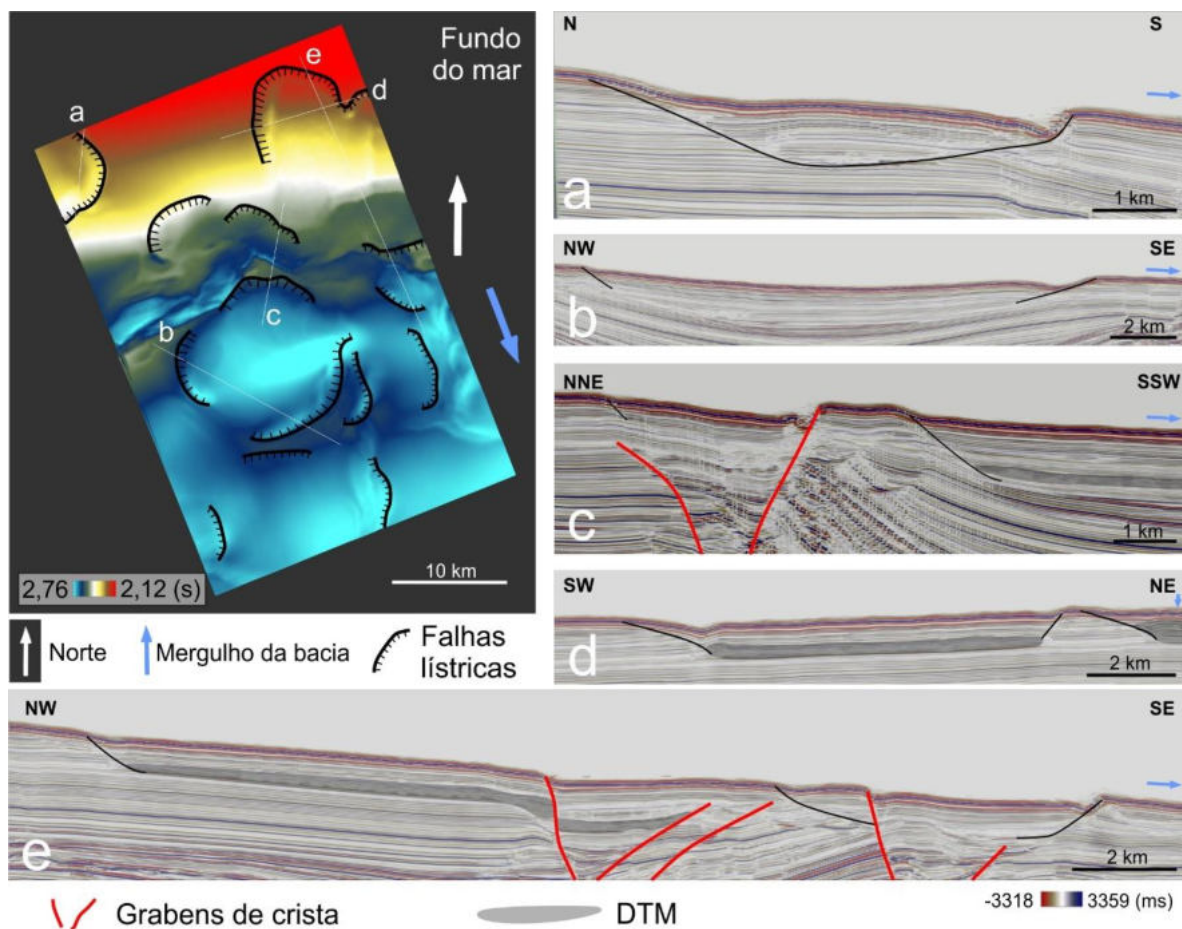


Figura 15: Falhas lítricas de baixo ângulo que afetam apenas as seqüências estratigráficas superiores. (a) Falha lítrica antitética; (b) Falhas lítricas na região do maior depocentro; (c) Falha lítrica na região de graben de crista e falha lítrica associada a DTM; (d) Falhas lítricas controlando bordas de DTM localizado na região de talude; (e) DTM associado a falha lítrica, falhado pelo graben de crista.

4.3. DIÁPIROS

Na área em estudo predominam ocorrências de diápiros com geometrias (Figura 16) de *salt rollers* (ver Figura 3), que correspondem a corpos lineares assimétricos sem feições de *stocks* em seção, e *salt anticlines* (ver Figura 3), que representam corpos lineares simétricos sem feições de *stocks* em seção (observe o horizonte TopoSal (S) no Anexo I). Os *salt anticlines*, identificados pelo mapeamento sísmico, apresentam direções que variam desde paralelas até perpendiculares à direção de mergulho da bacia, enquanto os *salt rollers* apresentam direção variando de oblíqua à paralela ao depocentro da bacia. Na porção SE da área é comum a sobreposição de diápiros de direção NNW-SSE por diápiros N30-60W e E-W.

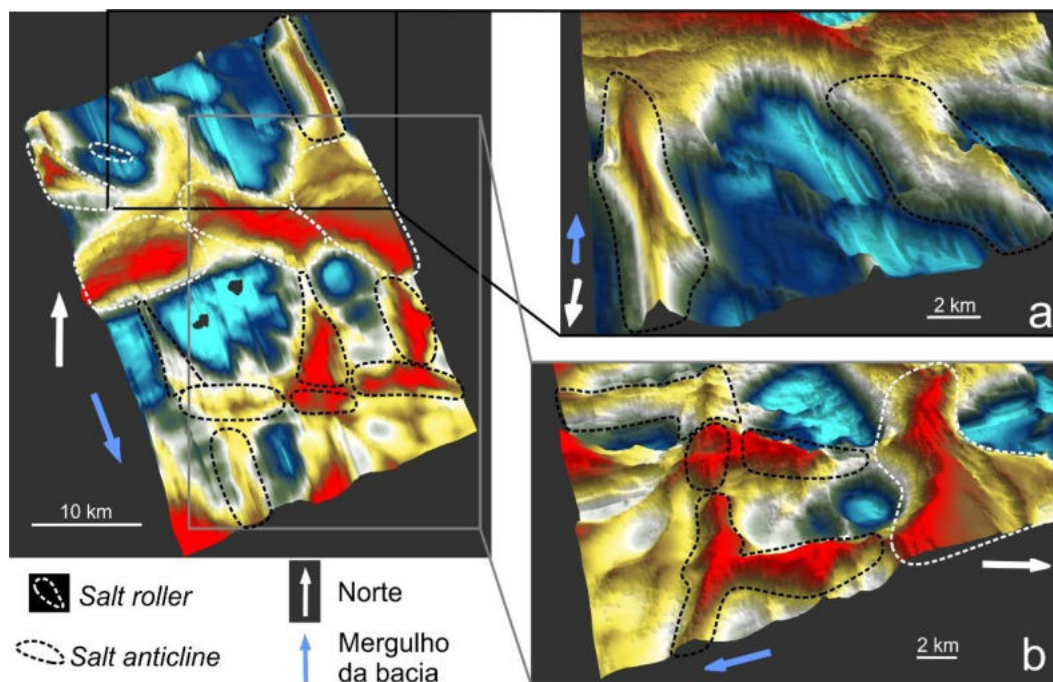


Figura 16: Principais morfologias da unidade salífera. (a) *Salt anticlines* com mesma direção que o mergulho da bacia; (b) De Norte para Sul, um *salt roller* com feições de colapso e *salt anticlines*.

As *salt rollers* tem direção preferencial N30-60W e são as maiores feições diapíricas da região, com extensões entre 6 e 10.5 km que se conectam. São assimétricas, com maior lado com mergulho suave para Norte, onde bordejam as paredes de falhas normais. Comumente apresentam feições de colapso tipo casco de tartaruga na face com mergulho mais suave.

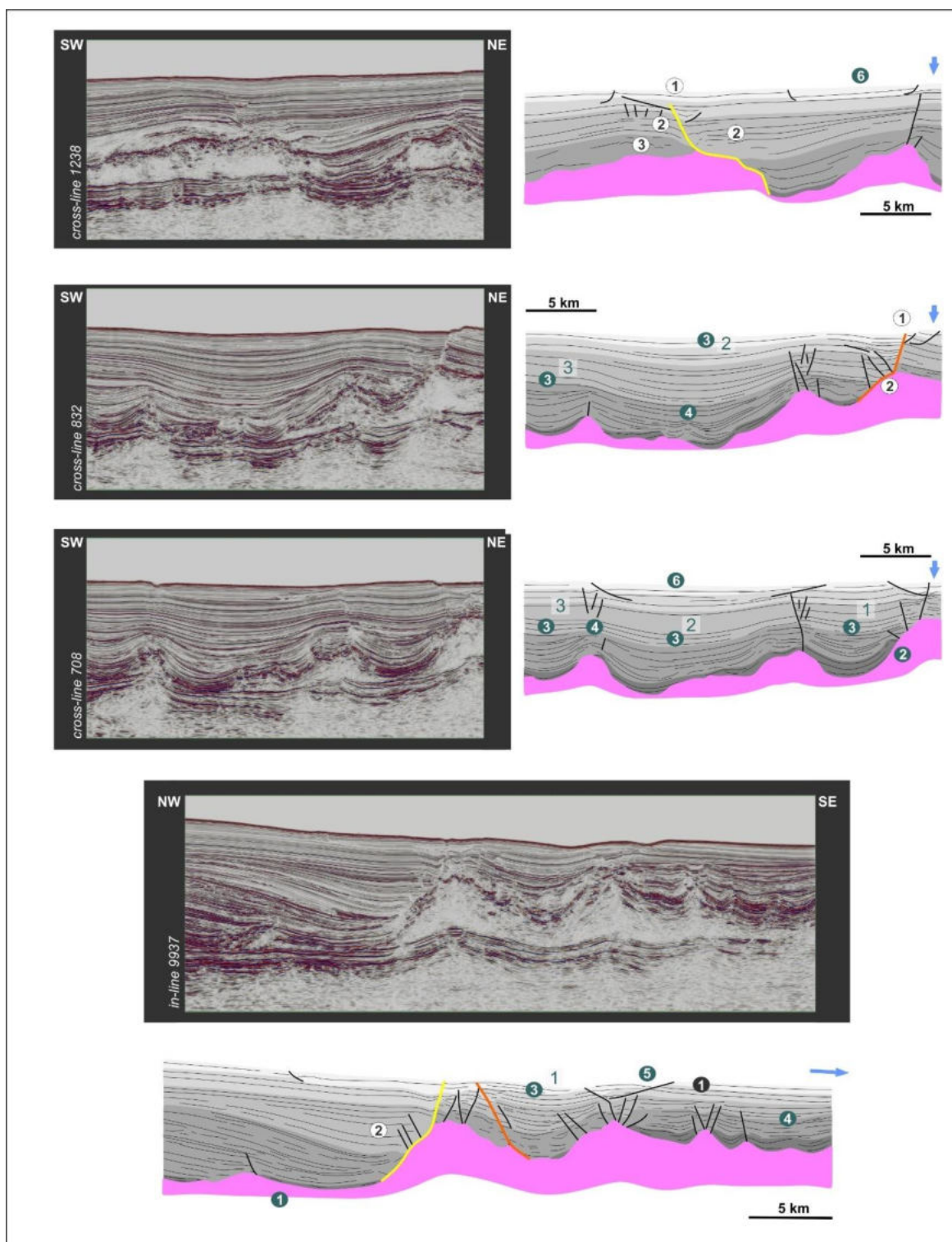
As *salt anticlines* têm duas direções preferenciais: NNW-SSE e E-W. As NNW-SSE (sentido do mergulho da bacia) possuem larguras entre 10 e 13 km. As de direção E-W possuem larguras entre 7 e 10 km e comumente apresentam grabens de crista.

Não foram encontrados diápiros com largura de topo maior que a largura da base, indicando que a taxa de sedimentação foi superior a taxa de ascensão do sal e a não preservação de possíveis fases passivas e *salt sheets* alóctones.

5. INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES

5.1. EVOLUÇÃO HALOCINÉTICA

A análise integrada do arcabouço tectono-estratigráfico permite fazer inferências sobre a evolução da tectônica salífera. A Figura 17 apresenta seções chave (localizadas na Figura 8) com as principais características identificadas.



coincidente com o início da formação da Minibacia 1 na região com dobras fechadas. Por fim, como as muralhas de sal simétricas não apresentam características de diapirismo reativo, a condição inicial da movimentação salífera na região se deu de forma atectônica.

A Sequência 2 possui duas características importantes: a presença de anticlinais de *rollover* (*in-line* 9245) e a instalação das minibacias 2 (*cross-line* 708) e 3 (*cross-line* 708 e 832). A anticlinal de *rollover* indica o início da formação da falha ENE/WSW e as minibacias se instalaram sobre superfície erosiva (*cross-line* 832) que ocorre na borda de pequenas *salt anticlines* NNW-SSE, sendo a Minibacia 2 ainda um depocentro ativo e a Minibacia 3 mais ativa apenas durante a deposição da Sequência 2. A região com menor espessura da Sequência 2, à SE, apresenta superfícies erosivas (*in-line* 9937) e a região com maior espessura (N), é indicativo de zona de maior deposição, formada pelo aumento do aporte sedimentar, pela formação da falha ou pela sincronidade de ambos. Além disso, a deposição na Minibacia 1 durante a Sequência 2 continuou com terminações em cunha (*cross-line* 708), indicativas de maior taxa de sedimentação relativa à ascensão do sal.

A espessura máxima da Sequência 3 ocorre na região das falhas normais antitéticas (ENE/WSW, NW/NE) devido ao espessamento de camadas na região (*in-line* 9245, *in-line* 9937 e *cross-line* 1238). Nesta época estavam, portanto, ativas as falhas antitéticas. Nessa Sequência também teve continuidade a deposição nas Minibacias 1 (*cross-line* 832) e 2 (*cross-line* 708) e a formação de grabens de crista de *salt anticlines* E-W formados na região sul (*in-line* 9937).

A Sequência 4 tem espessura máxima na região central e norte da área. Referente às minibacias, teve-se a formação da Minibacia 4 (*cross-line* 708 e 832 e *in-line* 9245), na região central da falha ENE/WSW onde ocorrem feições de casco de tartaruga. Essa Sequência também é marcada pelo início da nucleação da falha sintética NW/SE, marcada pelo espaçamento de camadas (ver Figura 14). Por fim, feições de erosão à SE (*in-line* 9245) indicam soerguimento na região, concomitante com a ascensão do diápiro existente à extremo sul da área (não avaliado pois a área de estudo não o cobre como um todo).

A Sequência 5 tem maiores espessuras na região central da área, principalmente relacionadas com a Minibacia 1 e a movimentação da falha sintética NW/SE. Essa sequência tem como característica principal a formação de falhas lístricas e DTM (Figura 15), que ocorrem predominantemente no sentido do talude, em bordas de minibacias e em regiões de grabens de crista. Inclusive, grabens de crista também influenciaram na deposição da Sequência, principalmente sobre os diápiros NW-SE.

5.2. CORRELAÇÃO REGIONAL

Os horizontes e sequências traçados foram correlacionados com as unidades geológicas formais (Figura 18), com base na classificação proposta por Assine *et al.* (2008) e os perfis sísmicos de Caldas & Zalán (2009) e Guerra & Underhill (2012). O horizonte H1 representa o contato entre as formações Guarujá e Itanhaem, enquanto os demais representam discordâncias dentro das formações Itajaí-Açu (H2), Marambaia (H3 e H4) e Sepetiba (Fundo do mar).

Vale apontar que as principais minibacias mapeadas (1, 2 e 3) foram formadas no Albiano. Guerra & Underhill (2012) apontam que as principais minibacias mapeadas em seus estudos se formam em locais onde o sal migra formando paredes que delimitam os depocentros. Mesmo que não tenham sido encontrados indícios de diapirismo passivo, essa feição é reconhecida em todas as minibacias cretáceas mapeadas, sendo essas lateralmente delimitadas pelas *salt anticlines* NNW/SSE e diápiros (*salt rollers* N30-60W e *salt anticlines* E-W).

A movimentação na região se iniciou de forma atectônica. Uma evidência é a forma de ocorrência das unidades pré-halocinéticas, como a maior ocorrência da Fm. Guarujá por *rafting* (Assine *et al.*, 2008) no Embaiamento do Norte e como dobras sinclinais no Platô de São Paulo (domínio compressivo). As feições encontradas nos diápiros que foram formados primeiro (*salt anticlines* NNW/SSE), que apresentam apenas grabens de crista que não afetam todas as unidades depositadas, também apontam para essa hipótese. Os diápiros foram inicialmente nucleados à SE, no domínio compressivo, fato marcado pelas dobras ali geradas e feições erosivas nas unidades Cretáceas (ver Sequência 2 na *cross-line* 708 da Figura 17).

Considerando que os maiores diápiros existentes na região tem geometria linear e são aproximadamente perpendiculares ao mergulho da bacia (assim como apontado por Assine *et al.*, 2008 e Guerra & Underhill, 2012), a direção das *salt anticlines* NNW/SSE deve ser analisada. A movimentação do sal, perpendicular aos esforços principais (no caso, o aporte sedimentar e formação de talude), pode ser observada da mesma forma em perfis experimentais, como destacado por Brun & Fort (2011) e Guerra & Underhill (2012). Entretanto, os resultados obtidos parecem indicar as seguintes possibilidades: 1) regionalmente o sal migrou de NW para SE por canais preferenciais paralelos ao sentido do mergulho do talude, enquanto carregava (*rafting*) e dobrava unidades pré-halocinéticas; 2) a deposição e movimentação do sal não se deu sobre embasamento uniforme, apesar da erosão regional descrita na base da Fm. Ariri (Pereira *et al.*, 1986); 3) os diápiros formados nessa fase foram quase que totalmente superimpostos por outras fases (geometria atual não reflete a original); ou 4) o sal migrou inicialmente de NE para SW.

A Minibacia 1 se formou na região onde o sal havia sido inicialmente nucleado, em regiões onde dobras sinclinais tinham suas menores aberturas. Mesmo se

tratando de depocentro ativo desde então, essa minibacia só voltou a ser significativa após a nucleação da falha sintética NW/SE a partir do Oligoceno.

A primeira falha antitética ENE/WSW foi nucleada durante a deposição da Fm. Itanhaém, ainda no Albiano. Uma vez que a área está um pouco a leste da Falha de Cabo Frio (ver Figura 6), talvez faça parte das falhas análogas a essa (Guerra & Underhill, 2012). Simultaneamente, acredita-se ter tido início a segunda fase de diapirismo predominantemente reativo, na qual o sal migrou tanto do sentido do continente quanto do talude, consolidando a formação das *salt rollers* N30-60W nas regiões de falhas e *salt anticlines* E-W na região sul (*in-line* 9937).

No Albiano iniciou-se a formação das minibacias 2 e 3. A Minibacia 2 começou a se formar durante a deposição da Sequência 2, ainda no Cretáceo, e é a mais expressiva da área, sendo até hoje o maior depocentro ativo. Uma vez que apenas nessa região foram identificadas janelas de sal, o sistema de retroalimentação entre a movimentação do sal e a criação de espaço de acomodação (Guerra & Underhill, 2012) deve ter se mantido. Já a Minibacia 3 foi depocentro significativo do Maastrichiano ao Rupeliano, acumulando menos sedimentos depois disso.

Com a passagem do Cretáceo para o Cenozóico, a falha antitética ENE/WSW se manteve ativa e a falha antitética NW/NE começou a se desenvolver. Autores como Modica & Brush (2004) defendem que nessa época (Neocretáceo) o soerguimento da Serra do Mar e subsequente mudança para Norte na desembocadura do rio Paraíba do Sul influenciaram fortemente a deposição na Bacia de Santos. Essa mudança na localidade do principal aporte sedimentar também é descrita por Guerra & Underhill (2012) como influenciadora da movimentação salífera, criando padrões sobrepostos. De fato, na área de estudo os principais e mais extensos diápiros são *salt rollers* associados a falhas normais, provavelmente formados durante essa transição.

Mesmo que a movimentação da unidade salífera tenha sido maior até o fim do Cretáceo, ela não cessou após esse período e passou a ser marcada pela formação de grabens de crista e de feições de colapso como casco de tartaruga. O colapso aparenta ser importante na configuração de feições formadas a partir do fim do Paleógeno. As feições em casco de tartaruga, formadas com declínio das *salt rollers* N30-60W, parecem controlar a formação da Minibacia 4. Além disso, nessa fase teve-

se a nucleação da falha sintética NW/SE, desenvolvida em região preteritamente marcada pela formação da Minibacia 1. Levando em conta o fim do Neógeno e Quaternário, assim como apontado por Guerra & Underhill (2012), falhas lítricas que afetam sedimentos recentes pouco litificados foram formadas na proximidade de falhas normais mais antigas, indicando que a halocinese ainda está ativa. Desta forma, as diversas falhas lítricas encontradas parecem associadas as feições desenvolvidas concomitantemente com a movimentação do sal (diapirismo reativo, minibacias e grabens de crista).

Por fim, mesmo que autores defendam que a formação de minibacias é mais significativa no Cenozoico (Garcia *et al.*, 2012), as principais minibacias identificadas na região de transição foram nucleadas no Cretáceo e mantidas até a atualidade.

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Com o mapeamento sísmico de detalhe de região localizada na zona de transição, entre o domínio halocinético distensivo e compressivo da Bacia de Santos, foi possível concluir que:

- A movimentação do sal se iniciou de forma atectônica no Albiano, com nucleação de diápiros na região sudeste, onde feições erosivas são mais comuns. A Fm. Guarujá é uma unidade pré-halocinética, que ocorre na região de forma alóctone (transportada por *rafting*) e está dobrada na borda de *salt anticlines* NNW-SSE. As regiões onde as dobras são mais fechadas geraram depocentros que desenvolveram minibacias (Minibacia 1). O mapeamento da base do sal é necessário para entender os controles dessa evolução.
- Durante a deposição da Fm. Itanhaem (Albiano) e o Neocretáceo foram nucleadas falhas antitéticas de direção ENE/WSW, provavelmente correlatas a Falha de Cabo Frio. A nucleação dessas falhas incitou uma fase de diapirismo predominantemente reativo (*salt rollers* N30-60W e *salt anticlines* E-W sobrepondo *salt anticlines* NNW-SSE à SE), formando minibacias (2 e 3) e janelas de sal no sentido do talude na região onde o sal se retirou.
- A passagem do Cretáceo para o Paleógeno é marcada pela sedimentação concomitante com o desenvolvimento de falhas ENE/WSW (crescimento de seção) e nucleação de falhas antitéticas NW/NE (que, diferentemente da falha ENE/WSW, não apresentam anticlinais de *rollover*), que também incitaram diapirismo reativo, formação de *salt rollers* N30-60W e a sobreposição de deformações salíferas. Durante esse período, as minibacias previamente formadas e as regiões de falhas foram os maiores depocentros.
- A movimentação do sal no Cenozoico é marcada principalmente por grabens de crista e o colapso dos diápiros, portanto sem indícios de sequências pós-halocinéticas. Essas feições incluem falhas conjugadas com padrão anastomosado e feições tipo casco de tartaruga em *salt rollers* N30-60W. Inclusive, as últimas também parecem ter nucleado a formação de minibacias (Minibacia 4).
- No Oligoceno foram formadas falhas normais sintéticas, nucleadas na região onde previamente existiam minibacias.

- Mais recentemente (Neógeno ao Quaternário), falhas lístricas deformam sedimentos recentes não litificados, indício de que a movimentação continua ativa.
- Mesmo que autores descrevam que a maioria das minibacias foram formadas no Cenozoico, as minibacias existentes na área foram desenvolvidas em duas fases principais: no Neocretáceo (entre o Campaniano e o Paleógeno) e no Mioceno. Elas estão relacionadas tanto com a formação de depocentros ainda ativos quanto com a formação de falhas normais sintéticas existentes na área de estudo.

REFERÊNCIAS

- Assine M. L., Corrêa F. S., Chang H. K. 2008. Migração de depocentros na Bacia de Santos: importância na exploração de hidrocarbonetos. *Revista Brasileira de Geociências*, **38(2 suppl)**: 111-127.
- Brun J. P., Fort X. 2011. Salt tectonics at passive margins: Geology versus models. *Marine and Petroleum Geology*, **28(6)**:1123-1145. doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.03.004
- Caldas M. F., Zalán P. V. 2009. Reconstituição cinemática e tectono-sedimentação associada a domos salinos nas águas profundas da Bacia de Santos, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **17(2)**: 227-248.
- Callot J. P., Salel J. F., Letouzey J., Daniel J. M., Ringenbach J. C. 2016. Three-dimensional evolution of salt-controlled minibasins: Interactions, folding, and megaflap development. *AAPG Bulletin*, **100(9)**: 1419-1442. doi.org/10.1306/03101614087
- Castro A. S. Holz M. 2005. A tectônica de sal e a deposição de sedimentos em águas profundas na região sul da Bacia de Santos. Anais do III Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás, Salvador (BA), Brasil. Disponível em: http://www.portalabpg.org.br/PDPetro/3/trabalhos/IBP0211_05.pdf. Acessado em 18 março 2020.
- Chang H. K., Assine M. L., Corrêa F. S., Tinen J. S., Vidal A. C., Koike L. 2008. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, **38(2 suppl)**: 29-46.
- Cobbold P. R., Meisling K. E., Mount V. S. 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, **85(11)**: 1925-1944. doi.org/10.1306/8626D0B3-173B-11D7-8645000102C1865D
- de Mio E. D., Chang H. K., Corrêa F. S. 2005. Integração de métodos geofísicos na modelagem crustal da Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geofísica*, **23(3)**: 275-284. doi.org/10.1590/S0102-261X2005000300006
- Demercian 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*, **228(3-4)**: 393-433. doi.org/10.1016/0040-1951(93)90351-J
- Escosa F.O. 2019. Extensional development and contractional reactivation of salt walls: examples from the southeastern Paradox Basin (SW Colorado) and the Eastern Prebetic Zone (SE Spain). Tese de Doutorado. Programa de Doutorado em Ciências da Terra, Universidade de Barcelona, 226 pp.

- Fossen H. 2010. Structural Geology. Cambridge University Press, New York, 481 pp.
- Garcia S. F. M., Letouzey J., Rudkiewicz J. L., Danderfer Filho A., Lamotte D. F. 2012. Structural modeling based on sequential restoration of gravitational salt deformation in the Santos Basin (Brazil). *Marine and Petroleum Geology*, **35(1)**: 337-353. doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.02.009
- Giles K. A., Rowan M. G. 2012. Concepts in halokinetic-sequence deformation and stratigraphy. *Geological Society, London, Special Publications*, **363(1)**: 7-31. doi.org/10.1144/SP363.2
- Gomes P. O., Kilsdonk B., Minken J., Grow T., Barragan R. 2009. The outer high of the Santos Basin, Southern São Paulo Plateau, Brazil: pre-salt exploration outbreak, paleogeographic setting, and evolution of the syn-rift structures. Adaptado da apresentação *In: AAPG International Conference and Exhibition, Cape Town, South Africa, 26-29 de Outubro de 2008*. Disponível em: <https://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.429.8346&rep=rep1&type=pdf>. Acessado em 16 fevereiro 2021.
- Guerra M. C., Underhill J. R. 2012. Role of halokinesis in controlling structural styles and sediment dispersal in the Santos Basin, offshore Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, **363(1)**: 175-206. doi.org/10.1144/SP363.9
- Hudec M. R., Dooley T. P., Peel F. J., Soto J. I. 2020. Controls on the evolution of passive-margin salt basins: Structure and evolution of the Salina del Bravo region, northeastern Mexico. *GSA Bulletin*, **132(5-6)**: 997-1012. doi.org/10.1130/B35283.1
- Hudec M. R., Jackson M. P. 2007. Terra infirma: Understanding salt tectonics. *Earth-Science Reviews*, **82(1-2)**: 1-28. doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.01.001
- Jackson M. P., Hudec M. R. 2005. Stratigraphic record of translation down ramps in a passive-margin salt detachment. *Journal of Structural Geology*, **27(5)**: 889-911.
- Machado Jr. D. L. 2007. Raft Tectonics na Bacia de Campos. Anais do XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e V International Symposium on Tectonics of the SBG, Natal (RN), Brasil.
- Meisling K. E., Cobbold P. R., Mount V. S. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, **85(11)**: 1903-1924. doi.org/10.1306/8626D0A9-173B-11D7-8645000102C1865D
- Mianaekere V., Adam J. 2020. 'Halo-kinematic' sequence stratigraphic analysis adjacent to salt diapirs in the deepwater contractional province, Liguro-Provençal Basin, Western Mediterranean Sea. *Marine and Petroleum Geology*, **115**: 104258. doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104258

- Modica C. J., Brush E. R. 2004. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. *AAPG Bulletin*, **88(7)**: 923-945. doi.org/10.1306/01220403043
- Mohriak W. U., Macedo J. M., Castellani R. T., Rangel H. D., Barros A. Z. N., Latgé M. A. L., Ricci J. A., Mizusaki A. M. P., Szatmari P., Demercian L. S., Rizzo J. G., Aires J. R. 1995. Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. In: Jackson M.P.A., Roberts D.G., Snelson S. (Eds.) *Salt tectonics: a global perspective*. AAPG Memoir 65, p. 273–304.
- Moreira J. L. P., Madeira C. V., Gil J. A., Machado M. A. P. 2007. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15(2)**: 531-549.
- Nikolinakou M. A., Heidari M., Hudec M. R., Flemings P. B. 2017. Initiation and growth of salt diapirs in tectonically stable settings: Upbuilding and megaflaps. *AAPG Bulletin*, **101(6)**: 887-905. doi.org/10.1306/09021615245
- Pereira M. J., Feijó F. J. 1994. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8(1)**: 219-234.
- Pereira M. J., Barbosa C. M., Agra J., Gomes J. B., Aranha L. G. F., Saito M., Ramos M. A., de Carvalho M. D., Stamato M., Bagni, O. 1986. Estratigrafia da Bacia de Santos: análise das sequências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. *Congresso Brasileiro de Geologia*, **34(1)**: 65-79.
- Quirk D. G., Schødt N., Lassen B., Ings S. J., Hsu D., Hirsch K. K., Von Nicolai C. 2012. Salt tectonics on passive margins: examples from Santos, Campos and Kwanza basins. *Geological Society, London, Special Publications*, **363(1)**: 207-244. doi.org/10.1144/SP363.10
- Rowan M. G., Jackson M. P., Trudgill B. D. 1999. Salt-related fault families and fault welds in the northern Gulf of Mexico. *AAPG bulletin*, **83(9)**: 1454-1484.
- Rowan M. G., Giles K. A., Hearon IV T. E., Fiduk J. C. 2016. Megaflaps adjacent to salt diapirs. *AAPG Bulletin*, **100(11)**: 1723-1747. doi.org/10.1306/05241616009
- Rowan M. G., Muñoz J. A., Giles K. A., Roca E., Hearon IV T. E., Fiduk J. C., Ferrer O., Fischer M. P. 2020. Folding and fracturing of rocks adjacent to salt diapirs. *Journal of Structural Geology*, **141**: 104187. doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104187
- Vendeville B. C. 2005. Salt tectonics driven by sediment progradation: Part I—Mechanics and kinematics. *AAPG Bulletin*, **89(8)**: 1071-1079. doi.org/10.1306/03310503063

ANEXO I: Pdf 3D com horizontes sísmicos e *cross-lines* e *in-lines* chave.



ANEXO II: Pdf 3D com falhas, topo do sal e Z *slice*.

