

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

Raízza Soledad Peres Carrillo

**EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DA FASE RIFTE DA
SUB-BACIA DE TUCANO SUL**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2021



UFRJ

Raízza Soledad Peres Carrillo

**EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DA FASE RIFTE DA SUB-BACIA DE
TUCANO SUL**

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

Orientador: Prof. Dr. Jorge de Jesus Picanço de
Figueiredo

Co-orientadores: Fernando Taboada Fontes, MBA
Leidiane Sampaio D'Souza, MSc

Rio de Janeiro

11/2021

RAÍZZA SOLEDAD, Peres Carrillo

Evolução Tectono-Estratigráfica da Fase Rife da Sub-Bacia de Tucano Sul/ Raízza Soledad Peres Carrillo - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2021.

xx, 000 p. : il.; 30cm

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

Orientador: Prof. Dr. Jorge de Jesus Picanço de Figueiredo

1. Geologia. 2. Setor da Graduação – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Jorge, de Jesus Picanço de Figueiredo. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Raízza Soledad Peres Carrillo

EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DA FASE RIFTE DA SUB-BACIA DE
TUCANO SUL

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

Aprovada em: 29/11/2021

BANCA EXAMINADORA

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

Guilherme Pena Castilho, MBA

Nonato José Rei da Costa Junior, MBA

UFRJ
Rio de Janeiro
2021

Dedico essa conquista ao meu irmão Ricardo e ao meu pai, que com certeza estão vendo isso de algum lugar e estão muito felizes por mim!

AGRADECIMENTOS

Eu gostaria de dizer que não existem palavras suficientes para expressar a minha gratidão a todas as pessoas que fizeram parte da minha trajetória até aqui. O que quer que escreva representa muito pouco perto do que eu realmente sinto por vocês!

Primeiramente eu gostaria de agradecer ao meu orientador, Jorge Figueiredo, por todos os ensinamentos ao longo da faculdade e nessa intensa reta final, pela oportunidade de fazer esse trabalho com a sua mentoria e por ter abraçado a minha causa como se fosse sua, me apoiando e guiando nessa etapa tão importante da minha vida. Além disso, gostaria de agradecê-lo por ter me apresentado à Leidiane e sugerido que ela fosse minha co-orientadora. Leidiane, muito obrigada pelo carinho, dedicação e ensinamentos em tão pouco tempo. Você fez tanto por mim, mesmo me conhecendo tão pouco. Isso só mostra que você é tão boa como pessoa, quanto é como profissional. Espero ter muitas outras oportunidades de trabalhar e aprender com você.

Gostaria de agradecer imensamente o Fernando Taboada, por ser meu co-orientador nesse estudo e em tantos outros na vida profissional. Este não é o nosso primeiro projeto juntos e com certeza não será o último. Obrigada por tudo que me ensinou, obrigada pelos desenhos, pelas longas reuniões, pela dedicação e por me fazer ter ainda mais certeza de que escolhi a profissão certa. Sua paixão pela geologia é realmente inspiradora.

Agradeço a todos os chefes que já tive ao longo da minha curta trajetória profissional. Obrigada Guilherme Castilho pelo dia a dia cheio de aprendizados e por me ensinar a sempre questionar e investigar o que está por trás de cada coisa que fazemos. Sei que isso faz e sempre fará muita diferença na minha trajetória para ser a profissional que almejo. Obrigada Nathan Biddle, pela oportunidade de estagiar na Origem Energia e por ter me ensinado a sempre “olhar a floresta, e não só as árvores”.

Obrigada Nonato Junior e Isidoro Garcia, por serem os meus primeiros chefes e por terem me dado a oportunidade de entrar nessa indústria que eu tanto amo. Vocês tiveram a paciência para me ensinar o básico do básico e possibilitaram que eu chegasse aonde estou hoje. Muito obrigada.

Gostaria de agradecer ao corpo docente da UFRJ por todo conhecimento passado ao longo dessa jornada. Agradeço, especialmente, ao Patrick Dal Bó por todo incentivo e suporte nesses últimos meses.

Quero agradecer também aos amigos que a profissão me trouxe. Silvia, Bruno, Iara, Sarah, Tomás, Carolina, Gerson e Josias, obrigada por estarem ao meu lado nessa etapa, obrigada por sempre estarem dispostos a me ajudar quando eu precisei e muito obrigada por serem exemplos de dedicação e esforço para chegarmos aonde queremos. Agradeço a minha equipe de estágio, Oscar, Lígia, Maribel, Natália, Júlia, Felipe, Daniele, Bruna, Iramar e Juliana, pelo dia a dia cheio de aprendizados e por toda força durante a realização desse trabalho.

Agradeço a Júlia, pela amizade incondicional durante esses anos de faculdade. Eu não consigo imaginar como teria sido sem você.

Anne, obrigada por ser minha parceira de estudos, por me motivar e ser grande exemplo de disciplina e dedicação, por me fazer estudar além do que eu jamais estudei.

Obrigada, Kawana, por toda parceria, suporte e compreensão nessa fase tão importante. Obrigada por acreditar nos meus sonhos e estar ao mesmo lado, mesmo de longe.

Agradeço a minha família, em especial minha vó, minha tia e meu pai, por sempre acreditar em mim e rezar para que tudo desse certo. Vocês são a minha base e motivação para conquistar o mundo lá fora.

E por último, mas com certeza não menos importante, agradeço a minha mãe. Nada disso seria possível se não fosse por você! Você faz dos meus sonhos seus. Luta para que eu tenha a minha felicidade e conquiste o que eu quero! Obrigada por nunca desistir, por aprender a lidar com a distância e saudade e por fazer o possível e o impossível para que eu fosse a primeira da nossa família a concluir o ensino superior.

Obrigada a todos que fizeram isso possível e que, de alguma maneira, influenciaram para que eu esteja aqui hoje.

RESUMO

CARRILLO, Raízza Soledad Peres. **Evolução Tectono-Estratigráfica da Fase Rifte da Sub-Bacia de Tucano Sul**. Ano 2021, 90f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Do Neojurássico ao Eocretáceo a porção noroeste do Gondwana foi afetada por esforços distensivos que culminaram em sua ruptura e na formação dos continentes Africano e Sulamericano. Este processo de rifteamento, que determinou a forma da atual margem equatorial brasileira, também foi responsável pela geração de uma série de bacias sedimentares do tipo rifte, sendo elas inseridas tanto no contexto de margem passiva quanto em riftes abortados. Em relação ao último, destaca-se o rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), composto pelas bacias que deram nome ao mencionado sistema. A Bacia de Tucano, por sua vez, é constituída por três sub-bacias: Tucano Norte, Central e Sul. A evolução tectono-estratigráfica clássica para estas bacias estabelece três grandes fases: pré, sin e pós-rifte. Este trabalho, realizado com base em interpretação de dados de sísmica e de poço em um área localizada na porção sudeste da Sub-bacia de Tucano Sul, próxima à borda falhada, propõe um detalhamento de eventos tectônicos com consequências no registro sedimentar da fase rifte, a saber: (1) nesta fase a bacia experimentou pelo menos dois pulsos tectônicos dentro de um contexto de tectônica distensiva; (2) ao final da fase rifte a bacia foi submetida a esforços compressivos de caráter transcorrente que manteve a bacia topograficamente elevada, acima do nível de base, apesar da subsidência termal pós-rifte, provocando com isso a degradação de seu registro sedimentar previamente depositado; (3) após a cessação dos esforços compressivos, a subsidência termal pós-rifte ainda atuando trouxe a área para a condição de bacia novamente, ou seja, abaixo do nível de base, possibilitando a deposição da seção sedimentar desta fase.

Palavras-chave: Tucano Sul; Rifte; Tectono-estratigráfica.

ABSTRACT

CARRILLO, Raízza Soledad Peres. **Tectono-Stratigraphic Evolution of the Rift Phase of the Tucano Sul Sub-basin.** 2021, 90f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

From the Late Jurassic to the Lower Cretaceous, the northwestern portion of Gondwana was affected by a continental rifting process that culminated in its rupture and in the formation of the African and South American continents. This rift process, which has also determined the shape of the current Brazilian equatorial margin, was also responsible for the generation of a series of rift-type sedimentary basins, which were inserted both in the context of passive margin and in aborted rifts. Regarding the latter, the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift (RTJ) stands out, comprising the basins that gave its name to the aforementioned system. The Tucano Basin is composed of three sub-basins: North, Central and South Tucano. The classical tectono-stratigraphic evolution of these basins establishes three major formation phases: pre, sin and post-rift. This work, based on the interpretation of seismic and well data in an area located in the southeast portion of the Tucano Sul Sub-basin, close to the border fault margin, proposes a detailed description of the tectonic events and its consequences in the sedimentary record of the rift phase, such as: (1) in this phase the basin experienced at least two tectonic pulses within a context of tectonics strain; (2) at the end of the rift phase, the basin was subjected to compressive strengths of a transcurrent tectonics that kept the basin topographically elevated, above the base level, despite the post-rift thermal subsidence, causing the degradation of its previously deposited sedimentary record; (3) after the cessation of the compressive strengths, the post-rift thermal subsidence still in course brought the area to the basin condition again, which means, below the base level, enabling the deposition of the sedimentary section of this phase.

Key-Words: Tucano Sul; Rift; Tectono-stratigraphic.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização da Sub-bacia de Tucano Sul contendo as unidades litológicas da região e suas respectivas idades.....	17
Figura 2 – Paleogeografia no Neojurássico, ca. 150 Ma.....	18
Figura 3 – Paleogeografia no Eocretáceo, ca. 120 Ma.....	19
Figura 4 – Mapa tectônico simplificado do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá.....	21
Figura 5 – Modelo de evolução tectônica do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (Milani, 1985). Enfoque para os baixos estruturais.....	22
Figura 6 – Mapa de localização da Sub-bacia de Tucano Sul e seção geológica A-B (linha azul), de direção WNW-ESSE, próxima a área de estudo (retângulo vermelho)	24
Figura 7 – Carta Estratigráfica da Sub-bacia de Tucano Sul.....	26
Figura 8 – Mapa de localização dos dados utilizados no presente trabalho: volume sísmico 3D (retângulo preto), seções sísmicas interpretadas (linhas vermelhas) e poço utilizado para amarração (bolinha preta e branca)	31
Figura 9 – Fluxo de interpretação sísmica e de poço adotado neste estudo.....	32
Figura 10 – Convenções de polaridade sísmica SEG, polaridade positiva (Polaridade Americana) e polaridade negativa (Polaridade Europeia). O padrão de polaridade positivo foi adotado neste trabalho.....	34
Figura 11 – Janela de extração espectral da inline sísmica utilizada para amarração do poço 1-FMT-1-BA.....	35
Figura 12 – Equação de Gardner.....	36
Figura 13 – Sísmograma sintético usando uma wavelet simétrica de polaridade positiva e fase zero.....	37
Figura 14 – Painel de correlação sísmica (tempo) v.s. poço (profundidade) do poço 1-FMT-1-BA.....	38
Figura 15 – Inline 210, de direção SW-NE, com poço 1-FMT-1-BA amarrado.....	39
Figura 16 – Linha sísmica antes e depois da aplicação do atributo Structural Smoothing.....	40
Figura 17 – Linha sísmica antes e depois da aplicação do atributo TecVA sobre o atributo Structural Smoothing.....	42

Figura 18 – Exemplos de padrões geométricos de sismofácies.....	44
Figura 19 – Configurações internas dos principais padrões de sismofácies.....	45
Figura 20 – Padrões de terminações de reflexões.....	46
Figura 21 – Seção demonstrando a geometria estrutural básica de bacias de rifte continental..	48
Figura 22 – Principais elementos e compartimentações de um meio-graben.....	49
Figura 23 – Seção esquemática do modelo de Lambiase (1990) com cinco unidades estratigráficas associadas aos estágios tectônicos formadores de uma bacia de meio-graben..	52
Figura 24 – Modelo geométrico com critérios estratigráficos de separação das seções pré-rifte, sinrifte e pós rifte, e suas respectivas discordâncias.....	54
Figura 25 – Modelo tectono-sedimentar de estrutura tridimensional e ambientes sedimentares em estágios iniciais de evolução sinrifte de bacias rifte.....	55
Figura 26 – Modelo tectono-sedimentar de estrutura tridimensional e ambientes sedimentares em estágios intermediários de evolução sinrifte.....	56
Figura 27 – Modelo tectono-sedimentar de estrutura tridimensional e ambientes sedimentares em estágios finais de evolução sinrifte de bacias rifte.....	57
Figura 28 – Evolução 3D esquemática de uma matriz de falha normal.....	59
Figura 29 – Evolução tectono-sedimentar de um arranjo normal de falhas em ambientes continentais - Fase rifte initiation.....	60
Figura 30 – Evolução tectono-sedimentar de um arranjo normal de falhas em ambientes continentais - Fase interaction/linkage.....	61
Figura 31 – Evolução tectono-sedimentar de um arranjo normal de falhas em ambientes continentais - Fase through-going fault.....	62
Figura 32 – Evolução tectono-sedimentar de um arranjo normal de falhas em ambientes continentais - Fase fault death.....	63
Figura 33 – Inline 210, de direção SW-NE, com amarração do poço 1-FMT-1-BA.....	66
Figura 34 – Recorte da porção superior esquerda da Figura 30, destacando os refletores com terminações de truncamento.....	67
Figura 35 – Recorte da porção superior direita da Figura 30, destacando os refletores em onlap contra os horizontes sísmicos da sismofácies plano-paralela inclinada.....	67

Figura 36 – Visada tridimensional, a partir do quadrante NE, do cruzamento da inline 298 (de direção SW-NE) com a crossline 309 (de direção SE-NW)	68
Figura 37 – Inline 298, de orientação SW-NE, em tempo de trânsito duplo (TWTT)	70
Figura 38 – Inline 140, de direção SW-NE, em tempo de trânsito duplo (TWTT)	71
Figura 39 – Correlação das <i>inlines</i> 298, 210 e 140, de direção SW-NE, em tempo de trânsito duplo (TWTT)	72
Figura 40 - Crossline 186, de direção NW-SE, em tempo de trânsito duplo (TWTT)	74
Figura 40 – Crossline 350, de direção NW-SE, em tempo de trânsito duplo (TWTT)	76
Figura 41 – Representação esquemática da crossline 186, de direção NW-SE, em tempo de trânsito duplo (TWTT)	78
Figura 42 – Representação esquemática da crossline 350, de direção NW-SE, em tempo de trânsito duplo (TWTT)	79
Figura 43 – Representação esquemática da inline 298, de direção SW-NE, em tempo de trânsito duplo (TWTT)	80
Figura 44 – Representação esquemática da inline 140, de direção SW-NE, em tempo de trânsito duplo (TWTT)	81
Figura 45 – Representação esquemática da inline 210, de direção SW-NE, em tempo de trânsito duplo (TWTT).....	82

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	15
2. OBJETIVOS.....	16
2.1 OBJETIVO GERAL.....	16
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	16
3. GEOLOGIA REGIONAL.....	17
3.1. LOCALIZAÇÃO.....	17
3.2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	18
3.3. SISTEMA DE BACIAS RIFTE RECÔNCAVO-TUCANO-JATOBÁ (SBRTJ).....	20
3.4. EVOLUÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA DA SUB-BACIA DE TUCANO SUL.....	23
3.5. ESTRATIGRAFIA DA SUB-BACIA DE TUCANO SUL.....	25
3.2.1 Supersequência Paleozoica.....	27
3.2.2 Supersequência Pré-Rifte.....	27
3.2.3 Supersequência Rifte.....	27
3.2.4. Supersequência Pós Rifte.....	29
3.2.5 Sequências do Neógeno.....	30
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	31
4.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	33
4.2. CARREGAMENTO E CONTROLE DE QUALIDADE DOS DADOS.....	33
4.3. INTERPRETAÇÃO SÍSMICA.....	33
4.4. AMARRAÇÃO DO POÇO À SÍSMICA (SEISMIC-WELL TIE)	34
4.5. ATRIBUTOS SÍSMICOS.....	39
4.5.1. Structural Smoothing.....	39
4.5.2. Técnica de Volume de Amplitude (TecVA)	41
4.6. MAPEAMENTO DE REFLETORES.....	42
5. REFERENCIAIS TEÓRICOS.....	44
5.1. SISMOESTRATIGRAFIA.....	44
5.2. PARÂMETROS CONTROLADORES DE UMA BACIA RIFTE.....	47
5.2.2. Elementos de Geração e Preservação de Sedimentos.....	48
5.3. MODELOS DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA E DE PREENCHIMENTO DE BACIAS DO TIPO RIFTE INTRACONTINENTAL.....	49
5.3.1. A Model for Tectonic Control of Lacustrine Stratigraphic Sequences in Continental Rift Basins - Lambiase, 1990.....	51
5.3.2. Stratigraphic and Sedimentological Models of Rift Basins - Bosense, 1998.....	53
5.3.3. Tectono-sedimentary Evolution of Active Extensional Basins – Gawthorpe & Leeder, 2000.....	57
6. RESULTADOS.....	64
6.1. SEÇÃO SÍSMICA INLINE 210 (SW-NE)	64

6.2. SEÇÃO SÍSMICA COMPOSTA (CROSSLINE 309 X INLINE 298)	66
6.3. SEÇÃO SÍSMICA INLINE 298 (SW-NE)	69
6.4. SEÇÃO SÍSMICA INLINE 140 (SW-NE)	70
6.5. CORRELAÇÃO DAS INLINES 298, 210 E 140 (SW-NE)	72
6.6. SEÇÃO CROSSLINE 186 (NW-SE)	73
6.7. SEÇÃO CROSSLINE 350 (NW-SE)	75
7. DISCUSSÕES DOS RESULTADOS.....	77
7.1. INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DOS PADRÕES DE SISMOFÁCIES.....	77
7.1.1 Transparente.....	77
7.1.2 Plano-Paralelas com Refletores Contínuos.....	79
7.1.3 Onduladas com Refletores Seccionados.....	80
7.2. INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DOS HORIZONTES CHAVE MAPEADOS NAS SEÇÕES SÍSMICAS.....	81
7.2.1 Topo do Embasamento.....	81
7.2.2 Topo da Seção Sedimentar da Fase Pré-Rifte.....	82
7.2.3 Topo da Seção Sedimentar da Fase Rifte.....	83
7.3.4 Discordância Interna à Seção Sedimentar da Fase Rifte.....	83
7.3. INTERPRETAÇÃO DE FALHAS.....	83
7.4. MODELO PARA A EVOLUÇÃO TECTÔNICO-ESTRATIGRÁFICA DA SUB-BACIA DE TUCANO SUL.....	84
8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	87
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	88
APÊNDICE.....	91

1. INTRODUÇÃO

A Sub-bacia de Tucano Sul, localizada no estado da Bahia, nordeste do Brasil, juntamente com as Bacias do Recôncavo, Jatobá e as demais Sub-bacias de Tucano Norte, e Central, integram a sistema de rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ). As bacias sedimentares deste sistema de riftes foram classificadas por Magnavita (1992) como bacias do tipo rift-*sag*. De acordo com Allen & Allen 2013, estes tipos de bacias possuem uma fase controlada por subsidência decorrente de tectônica mecânica (formação de grabens a partir de falhamentos normais), denominada de fase “sinrifte”; seguida por uma fase controlada por subsidência termal, de caráter flexural, denominada “pós-rifte”. Todas as bacias do sistema de rifte RTJ também possuem uma fase anterior à abertura dos grabens denominadas “pré-rifte”.

Os estilos estruturais, arcabouço estratigráfico e evolução tectônica de bacias rifte-*sag* são normalmente interpretados através de perfis de sísmica de reflexão, uma vez que existem relativamente poucos exemplos de tais bacias em situações de exumação e afloramento. A partir da análise dos padrões dos refletores em dados sísmicos é possível interpretar os padrões de posicionais dos estratos e a geometria da bacia na qual estes foram depositados. O entendimento da geometria da bacia também permite inferir quais foram os processos tectônicos atuantes em sua formação.

Este trabalho buscou analisar a evolução tectônica e estratigráfica da Sub-bacia de Tucano Sul a partir da interpretação de linhas sísmicas localizadas em sua porção sudeste, próximas à borda falhada. Para tanto foram analisados os padrões dos refletores sísmicos no contexto de suas sismofácies e terminações com o intuito de mapear horizontes chave que representem superfícies de relevância tanto estratigráfica quanto estrutural, tais como topo do embasamento, topo da seção sedimentar da fase pré-rifte, topo da fase rifte e outras superfícies como uma conspícua discordância interna à fase rifte. Também foram interpretados e caracterizados diferentes tipos de falhas tornando o modelo proposto para a evolução tectono-estratigráfica da bacia mais robusto.

A análise da evolução tectônica e estratigráfica da Sub-bacia de Tucano Sul feita neste trabalho buscou responder as seguintes questões de cunho científico-metodológico: (1) O modelo proposto para a evolução tectônica e estratigráfica da bacia em questão por Costa *et al.* (2007) na carta estratigráfica da mesma é suportado pela interpretação de dados sísmicos?; (2) É possível fazer um detalhamento maior para a evolução tectônica e estratigráfica da Sub-bacia da Tucano Sul que aquele proposto por Costa *et al.* (op. cit.)?

2. OBJETIVOS

2.1. OBJETIVO GERAL

O objetivo geral deste trabalho foi propor um modelo para a evolução tectônica e estratigráfica da porção sudeste da Sub-bacia de Tucano Sul que tenha caráter geral e possa ser aplicado no restante da Sub-bacia, tendo como finalidade o melhor entendimento da distribuição espacial e temporal dos estratos sedimentares que a preencheram.

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Mapeamento de horizontes sísmicos considerados chave;

Construção de sismograma sintético e amarração de poço à sísmica;

Identificação e interpretação de sísmofácies; e

Identificação e interpretação de padrões de horizontes sísmicos e suas terminações.

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1. LOCALIZAÇÃO

A Bacia de Tucano, totalmente *onshore*, está localizada na região nordeste do Brasil, mais especificamente no estado da Bahia. Ela encontra-se na parte centro sul do sistema de rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá e é constituída por três Sub-bacias: Norte, Central e Sul. A Sub-bacia de Tucano Sul, foco no presente trabalho, é caracterizada por um semi-graben basculado para sudeste, ocupando uma área de cerca de 7.150 km² (Magnavita *et al.*, 2003). É limitada a norte pela zona de acomodação do rio Itapicuru; a leste pela falha de Inhambupe; a sul pelo Alto de Aporá, divisão com a Bacia do Recôncavo; e a oeste, o limite se dá com o embasamento cristalino. A Figura 1 ilustra a área de estudo.

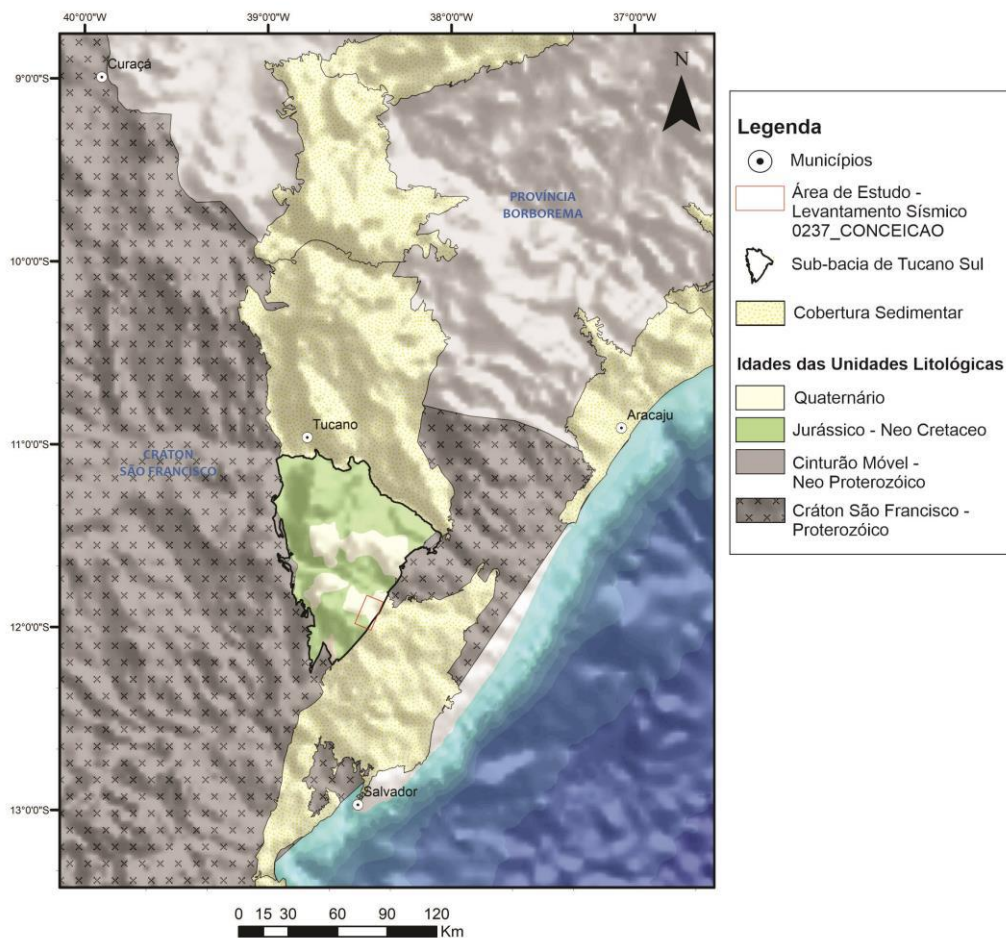


Figura 1 - Mapa de localização da Sub-bacia de Tucano Sul contendo as unidades litológicas da região e suas respectivas idades. **Fonte:** autor

3.2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está associada ao contexto geológico de ruptura do supercontinente Gondwana, em sua fase pré-rifte e rifte, que teve início no Jurássico e Eocretáceo e resultou na abertura do Oceano Atlântico Sul (Figura 2).

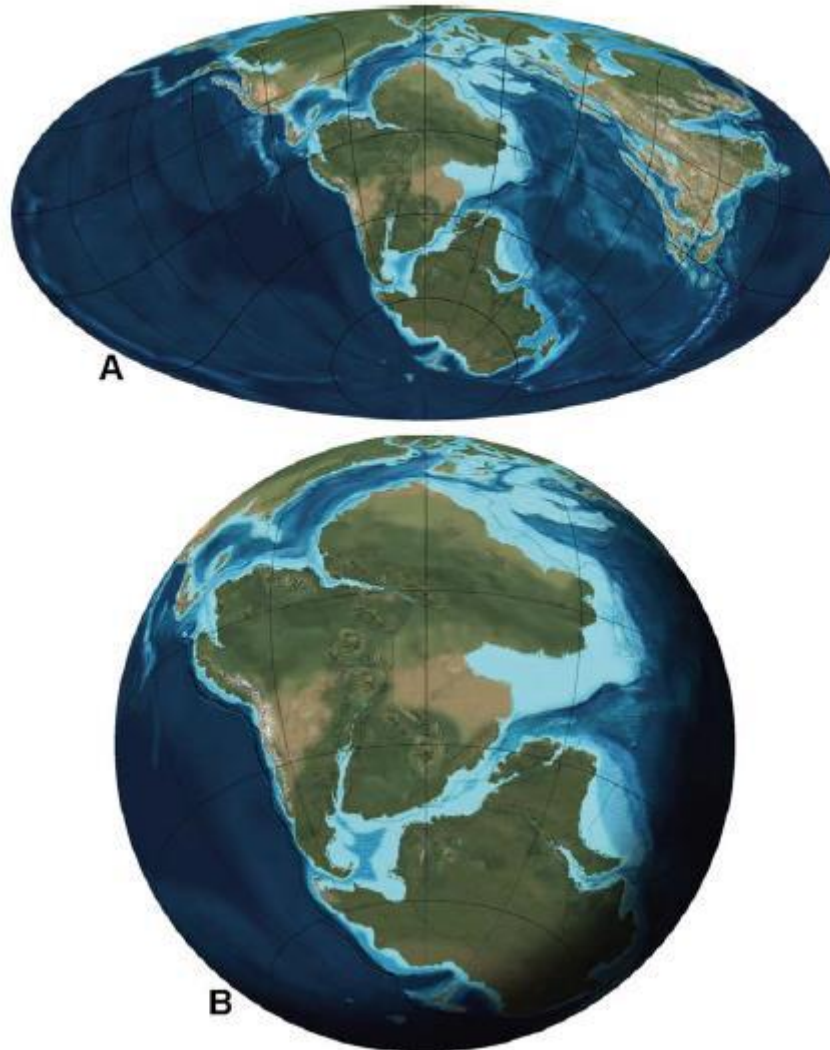


Figura 2 - Paleogeografia no Neojurássico, ca. 150 Ma. Gondwana oriental e ocidental são divididos quando Pangea se divide em três partes; as duas partes do Gondwana mostram sinais de riftes adicionais. (A) Paleogeografia global (projeção oblíqua de Mollweide no hemisfério sul). (B) Paleogeografia do Gondwana (projeção esférica oblíqua sul equatorial). **Fonte:** (Blakey, 2008)

Apesar das primeiras manifestações da separação entre a América do Sul e África do Sul terem ocorrido no Neojurássico, a ruptura continental (*breakup*) que definiu a atual margem leste brasileira só se deu no final do Eocretáceo, conforme ilustrado na Figura 3.

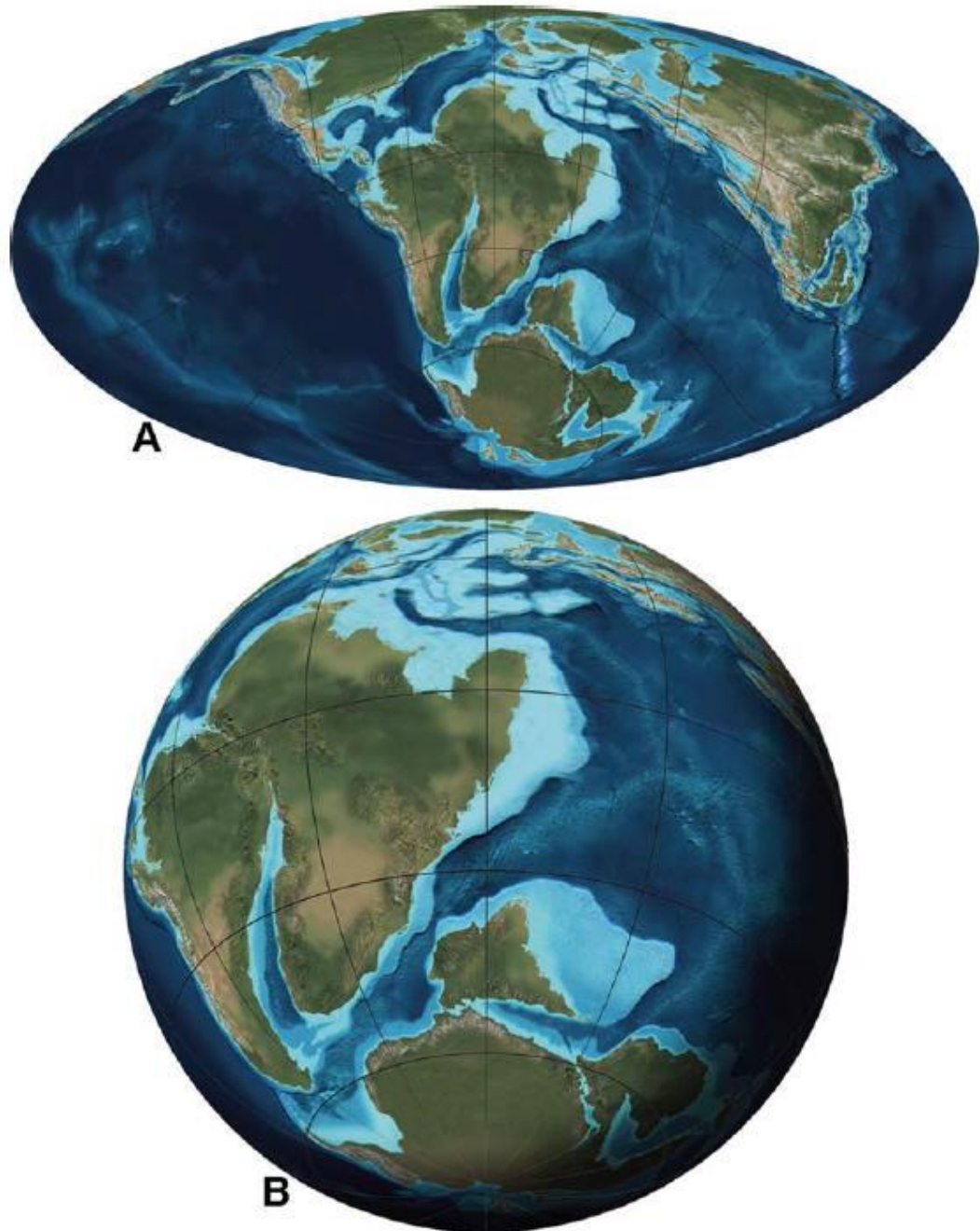


Figura 3 - Paleogeografia no Eocretáceo, ca. 120 Ma. Os cinco continentes principais de Gondwana são agora discerníveis à medida que a Índia se separa do Gondwana Oriental e a África e a América do Sul se separam. (A) Paleogeografia global (projeção oblíqua de Mollweide no hemisfério sul). (B) Paleogeografia de Gondwana (projeção esférica oblíqua sul equatorial). **Fonte:** (Blakey, 2008)

De acordo com Rabinowitz & LaBrecque (1979) no início da separação, o movimento divergente a sul era maior que a norte, gerando uma rotação de sentido horário na placa sul-americana em relação à África. Françaolin (1987) propôs que o polo dessa rotação esteve localizado, durante o Cretáceo Inferior, no Nordeste brasileiro, a sul da cidade de Fortaleza e

a norte da Bacia de Tucano, aproximadamente a 39° de longitude W e 7° de latitude S, a SE do que foi proposto por Rabinowitz & LaBrecque (1979).

O processo de rifteamento, que culminou com a ruptura continental e a abertura dos oceanos Atlântico Central e Equatorial, deu origem a uma série de bacias sedimentares do tipo rifte, tanto no Brasil, quanto na África. Para compreender a causa e os processos evolutivos de uma bacia rifte, é necessário observar o comportamento geodinâmico da Terra e os processos geológicos e físicos atuantes em sua evolução. Desta maneira, a formação, desenvolvimento e finalização de uma bacia rifte (abortada ou rompida) encontram-se atualmente descrita a partir dos conceitos da tectônica de placas, e baseada nos processos geodinâmicos atuantes na crosta terrestre e no manto litosférico (Kuchle, 2010).

A Sub-bacia de Tucano Sul, alvo do presente estudo, é parte de um rifte intracontinental abortado no nordeste brasileiro, juntamente com as Bacias do Recôncavo, Jatobá e as demais Sub-bacias de Tucano: Tucano Central e Tucano Norte (Magnavita, 1992).

3.3. SISTEMA DE BACIAS RIFTE RECÔNCAVO-TUCANO-JATOBÁ (SBRTJ)

O Sistema de Bacias Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (SBTRJ), ilustrado na Figura 4, está situado entre os estados da Bahia, Pernambuco e Sergipe, apresenta direção principal N-S e abrange uma área de 46.500 km² (Magnavita, 1992).

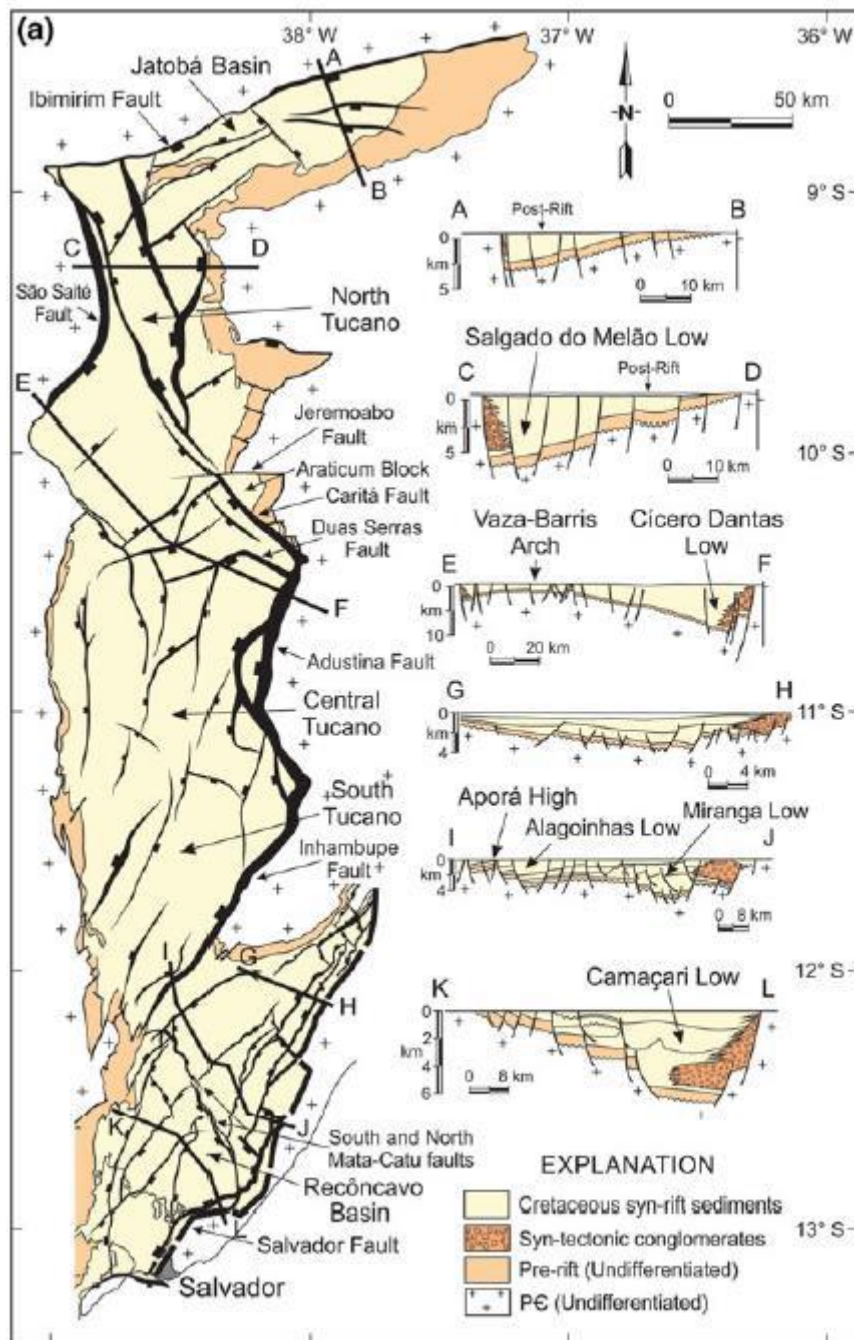


Figura 4 – Mapa tectônico simplificado do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. Seção geológica A-B: Bacia de Jatobá; Seção geológica C-D: Sub-bacia de Tucano Norte; Seção geológica E-F: Sub-bacias de Tucano Norte e Central; Seções geológicas G-H, I-J e K-L: Bacia do Recôncavo. **Fonte:** (Gordon *et al.* 2017, *apud* Destro 2002)

Milani (1985) propôs um modelo evolutivo para o SBRTJ que teve início com um esforço distensivo cretácico, de orientação N60°W, que utilizou as discontinuidades pré-cambrianas da região (Figura 5-I). Neste modelo, as discontinuidades do embasamento que geraram controles mais evidentes são:

a) Na porção sul do SBRTJ, a Bacia do Recôncavo é controlada pela porção NE do cinturão granulítico Atlântico, que se bifurca nas proximidades da cidade de Salvador. Essa região também foi responsável por influenciar a direção de implantação da margem continental;

b) A direção N-S do rifte é evidenciada na Bacia do Tucano, uma vez que é alinhada aos *greenstone belts* e lineamentos do Cráton do São Francisco;

c) A inflexão da Bacia do Jatobá para ENE é resultante das discontinuidades do maciço granítico-gnáissico de Pernambuco-Alagoas, principalmente por zonas de cisalhamento relacionadas ao lineamento de Pernambuco (Magnavita & Cupertino, 1987).

O resultado do esforço distensivo sobre tais discontinuidades pré-existentes originou uma série de meio-grabens posicionados *en échelon* de acordo com uma grande zona de fraqueza do Cratón do São Francisco (Figura 5-II). Neste momento também foram definidas as grandes falhas normais em uma das bordas das depressões supracitadas. Posteriormente, de acordo com Milani (1985), foram geradas falhas transcorrentes que interligaram os meio-grabens até então isolados, (Figura 5-III), constituindo, assim, a configuração final do rifte (Figura 5-IV).

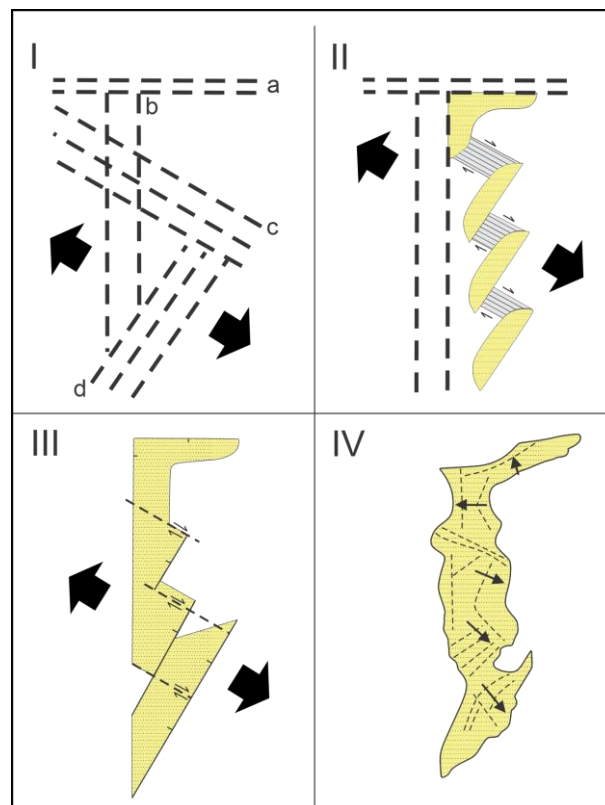


Figura 5 - Modelo de evolução tectônica do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. **Fonte:** Adaptado (Milani, 1985).

De acordo com Milani (1985), o conjunto de Bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá (SBRTJ) constitui a borda extensional da denominada Microplaca do Leste Brasileiro. Segundo o referido autor, o SBRTJ foi, durante algum tempo, o sítio principal de separação entre África e América do Sul naquela área. Ainda segundo Milani (op. Cit.), posteriormente, houve uma mudança do eixo do rifteamento para a atual área da margem continental, na Bacia de Sergipe-Alagoas, encerrando a história evolutiva do SBRTJ.

O SBRTJ é composto por três bacias do tipo rifte, as quais deram nome ao mencionado sistema: Recôncavo, Tucano e Jatobá, de sul para norte. A delimitação entre essas Sub-bacias é definida pela presença de altos estruturais e por falhas de transferência com *trend* NW-SE a NNW-SSE.

3.4. EVOLUÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA DA SUB-BACIA DE TUCANO SUL

A Bacia de Tucano é dividida em três Sub-bacias: Tucano Norte, Tucano Central e Tucano Sul, com áreas de aproximadamente 8.800, 14.700 e 7.150km², respectivamente. Apesar de ser a menor das três Sub-bacias, a Sub-bacia de Tucano Sul é a que apresenta maior potencial petrolífero, principalmente para Gás Natural.

A Sub-bacia de Tucano Sul constitui-se um meio-graben de geometria alongada com direção N-S (Figura 6). A falha de borda encontra-se a leste e o mergulho regional das camadas é para sudeste, acomodado, em padrão dominó, por falhas normais planares, sintéticas em relação à falha de borda, com direção N25°E (Costa, 2007). As profundidades estimadas do embasamento nos depocentros são superiores a 7.000 m (Magnavita *et al.* 2003).

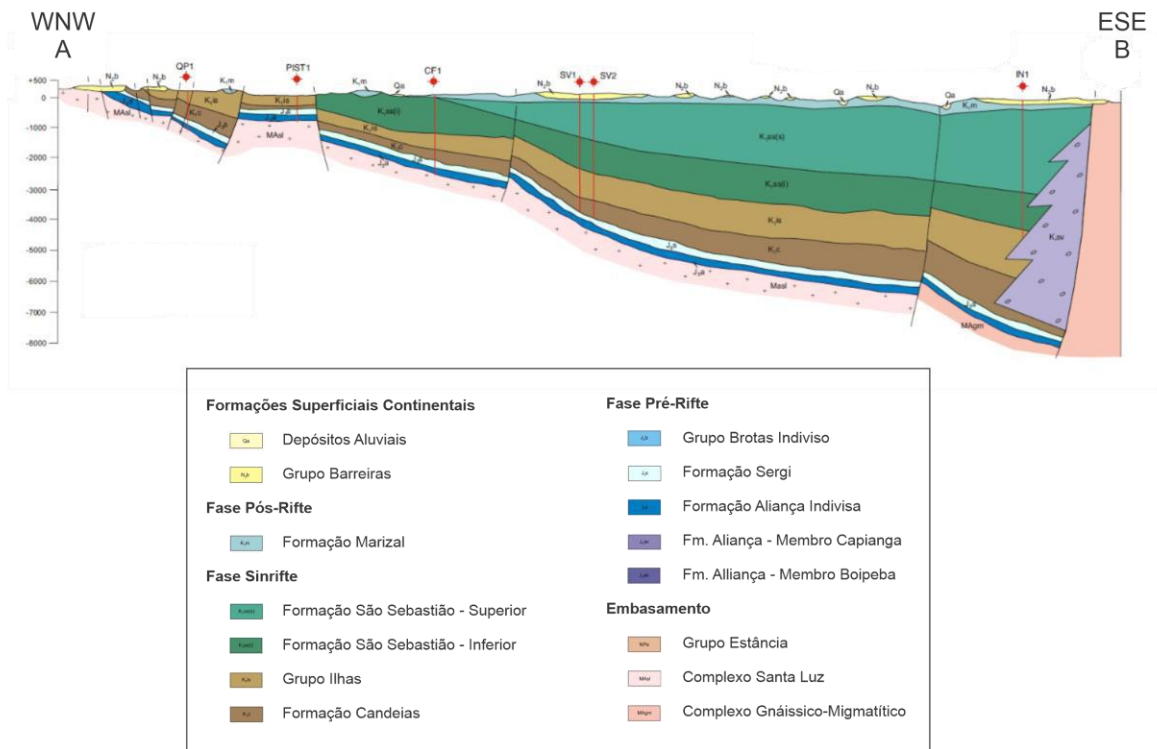
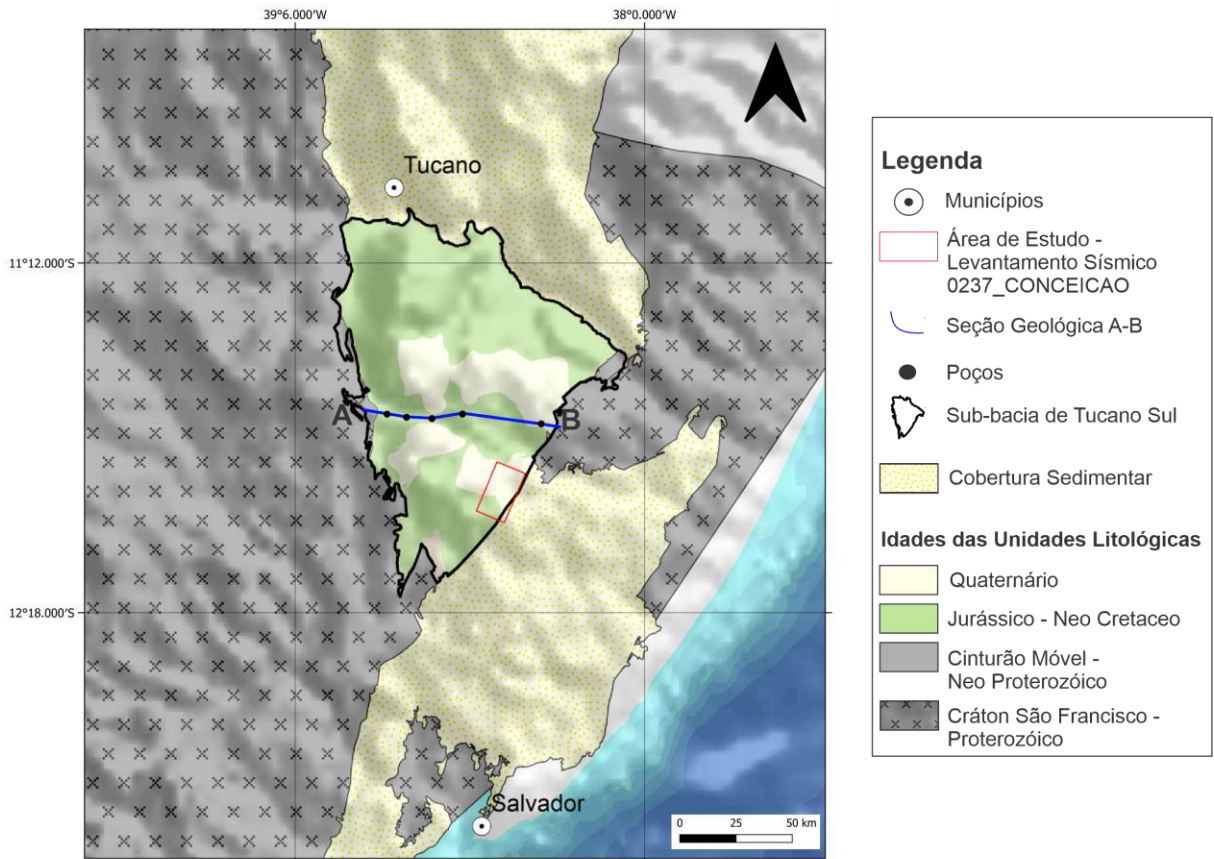


Figura 6 – Mapa de localização da Sub-bacia de Tucano Sul e seção geológica A-B (linha azul), de direção WNW-ESSE, próxima a área de estudo (retângulo vermelho). **Fonte:** Seção extraída de (Guimarães et al., 2002) - Mapa: autor

Na Sub-bacia de Tucano Sul, as formações que compõem o preenchimento sedimentar da bacia, as quais serão detalhadas a seguir, foram depositadas sobre a borda nordeste do Cráton do São Francisco, tendo como embasamento Ortognaisses Migmatíticos, a oeste-sudoeste e sudeste; rochas metavulcano-sedimentares do *greenstone belt* do Rio Itapicuru, a oeste; metassedimentos da cobertura cratônica Estância, a noroeste e leste-nordeste; e rochas sedimentares da Bacia Palmares, a leste (Silva *et al.*, 2007).

3.5. ESTRATIGRAFIA DA SUB-BACIA DE TUCANO SUL

A litoestratigrafia de Tucano Sul e do Recôncavo foi formalizada em 1971 por Viana *et al.*, porém, com o avanço dos estudos de diversos autores e com a descoberta de características específicas no arcabouço tectono-estratigráfico do Recôncavo e de Tucano Sul, Caixeta *et al.* propuseram cartas diferenciadas para cada bacia em 1994. Por fim, em 2007, Costa *et al.* propuseram que as Sub-bacias de Tucano Sul e Central poderiam ter sua estratigrafia agrupada em uma mesma carta estratigráfica devido às similaridades do seu arcabouço estrutural e registro sedimentar, resultando na carta estratigráfica mais recente da Sub-bacia, a qual será descrita no presente trabalho e está ilustrada na Figura 7.

Costa *et al.* (2007) propuseram o fatiamento litoestratigráfico do arcabouço de Tucano Sul em quatro supersequências: Supersequência Paleozoica (fase sinéclise), Supersequência Pré-rifte (J20-K05), Supersequência Rifte (K10-K20, estratos de Idade Rio da Serra inicial a final; e K30-K40, estratos de Idade Aratu), e Supersequência Pós-rifte (K50), além das Sequências do Cenozoico.

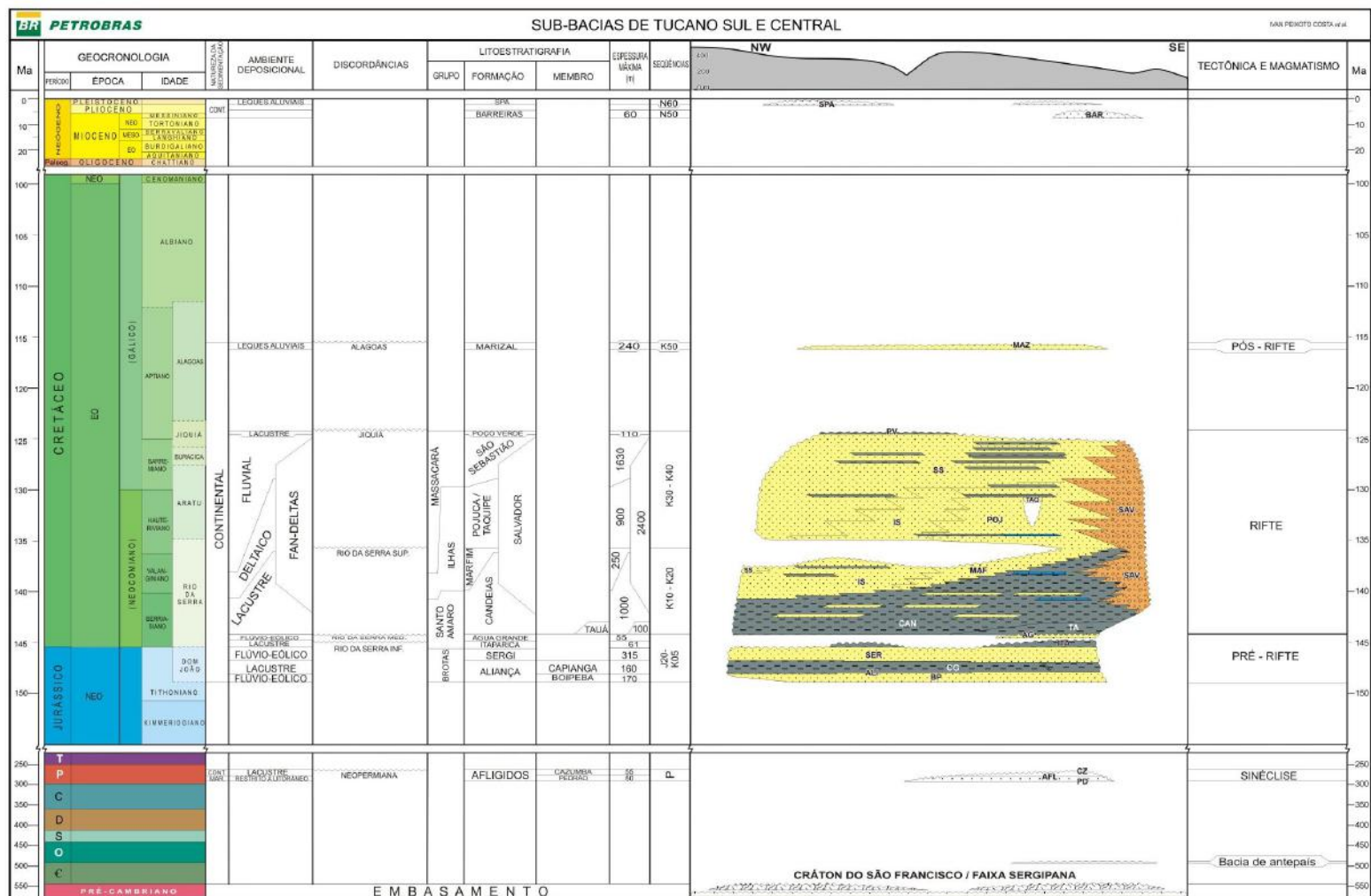


Figura 7 - Carta Estratigráfica das Sub-bacias de Tucano Sul e Central. Fonte: (Costa et al., 2007)

3.2.1 Supersequência Paleozoica

A Formação Afligidos é o único registro do Paleozóico na Sub-bacia de Tucano Sul e está situada entre o embasamento e a Formação Aliança. Esta formação é composta pelos membros Pedrão, depositado em ambiente litorâneo restrito e composto por arenitos com intercalações de siltitos e camadas de anidrita e halita; e Cazumba, caracterizado por folhelhos com níveis siltíticos de ambiente lacustre.

3.2.2 Supersequência Pré-Rifte

A seção sedimentar pré-rifte é composta pela sequência deposicional, também denominada de Sequência J20-K05, a qual abrange os estratos pertencentes ao Andar Dom João e à porção mais inferior do Andar Rio da Serra. A sucessão estratigráfica é marcada pela recorrência de ciclos flúvio-eólicos e às transgressões lacustres de caráter regional.

O Andar Dom João consiste em depósitos aluviais do Grupo Brotas, sendo representado pelos arenitos médios do Membro Boipeba (Formação Aliança), pelas argilas avermelhadas do Membro Capianga (Formação Aliança) e por arenitos e folhelhos da Formação Sergi. As Formações Aliança e Sergi foram depositadas em ambientes fluvio-lacustres sob clima árido e ambientes fluviais entrelaçados com forte retrabalhamento eólico, respectivamente.

O Grupo Brotas encontra-se sotoposto aos sedimentos do Grupo Santo Amaro (Rio da Serra inferior), cujos estratos basais são representados pelos folhelhos da Formação Itaparica e arenitos da Formação Água Grande. Sobre essa sequência ocorre uma discordância de caráter regional, em parte marcada pelo retrabalhamento eólico dos sedimentos subjacentes (Caixeta *et al.*, 1964).

3.2.3 Supersequência Rifte

O limite entre os estágios pré-rifte e rifte é um tema discutido por diversos autores e existem diferentes concepções sobre o que de fato representaria o marco inicial deste evento. Costa *et al.* (2007), bem como Caixeta *et al.*, 1994; Magnavita, 1996; Magnavita *et al.*, 2003, propuseram que a transgressão que sobrepõe folhelhos lacustres do Membro Tauá (Formação Candeias) a arenitos eólicos da Formação Água Grande representaria o registro inicial da fase rifte na Sub-bacia de Tucano Sul.

Outros autores, por sua vez, sugerem os seguintes marcos:

- i) a discordância erosiva que separa as formações Água Grande e Itaparica (Da Silva, 1993, 1996), melhor caracterizada na Bacia do Recôncavo;
- ii) o primeiro aparecimento de conglomerados sintectônicos (Ghignone, 1972).

Ainda de acordo com Costa *et al.*, a seção rifte é composta por duas sequências deposicionais que abrangem depósitos do Eoberriasiano ao Eoaptiano. As sucessões estratigráficas das Sequência K10-K20 e Sequência K30-K40 indicam que houve uma tendência geral de raseamento, determinada pelo progressivo assoreamento do sistema lacustre implantado na fase inicial de estruturação das bacias, sob elevadas taxas de subsidência tectônica. Ao se relacionar as sequências deposicionais de Tucano Sul e do Recôncavo é possível interpretar que na primeira essa taxa foi significativamente maior, fato corroborado pela comparação das idades em que determinados sistemas foram instalados. No início do Eobarremiano, por exemplo, a Bacia de Tucano já era toda recoberta por sistemas fluviais, enquanto grande parte da Bacia do Recôncavo ainda apresentava sedimentação deltaica e preservação de ambientes lacustres na porção sul.

3.2.3.1 Sequência K10-K20

A evolução do sistema rifte e instalação de um sistema lacustre indicam que no Eoberriasiano houve intensificação da atividade tectônica, gerando um aumento na taxa de subsidência, combinada com uma brusca mudança climática que resultou na umidificação da região. Este sistema lacustre, anóxico e inicialmente raso, resultou na deposição do Membro Tauá, base da Formação Candeias, representando o início da tafrogênia. Já a parte superior da Formação Candeias está relacionada ao momento em que a sub-bacia foi finalmente estruturada, no início do Eo/Neoberriasiano, quando os mergulhos regionais se acentuaram e houve consolidação da geometria de meio-graben. A formação de depocentros com elevadas taxas de subsidência foi responsável pelo aprofundamento dos lagos e pela deposição de pelitos. Nas áreas mais subsidentes, ocorreram, com frequência, correntes de turbidez que depositaram arenitos turbidíticos intercalados na seção pelítica. Neste momento, as taxas de subsidência haviam superado as de sedimentação, resultando em uma bacia faminta.

Após o momento de maior intensidade de atividade tectônica do Neobarreasiano, houve uma redução das taxas de subsidência que permitiu a instalação de sistemas deltaicos nas margens flexurais da Sub-bacia de Tucano Sul. A progradação deltaica, representada pela deposição da Formação Marfim, marca o início do assoreamento das Sub-bacias Tucano Sul e

Central. Na Sub-bacia Tucano Sul, esse sistema deposicional passou a restringir progressivamente as fácies lacustres a sua porção meridional. A falta de discordâncias significativas nessa sequência indica que a sedimentação ocorreu de maneira contínua e com preservação dos depósitos mais jovens no sudeste de Tucano Sul. Porém, a sobreposição de estratos de idade Neovalanginiano sobre Eohauteriviano, representados, respectivamente, pelas sequências K10-K20 e K30-K40, indica uma discordância deposicional na Sub-bacia. Tal discordância é reconhecida em todo o rifte Recôncavo-Tucano, bem como na margem continental, entre as bacias do Espírito Santo e Sergipe-Alagoas. De acordo com Bueno (2001), sua abrangência regional é resultado do evento tectônico que caracteriza a propagação, para norte, do sistema de riftes da margem leste brasileira.

3.2.3.2 Sequência K30-K40

Durante a deposição desta sequência, um segundo evento distensional foi responsável pela reativação de falhas, gerando ampliação dos depocentros e espessamento das seções sedimentares. O paleoclima era predominantemente seco e as taxas de sedimentação equilibravam as taxas de subsidência. Nesse contexto, a progradação dos sistemas fluvio-deltaicos da Formação Pojuca representava o estágio avançado de assoreamento da Sub-bacia. Em seguida, os sedimentos do Grupo Ilhas (Formação Marfim e Pojuca), foram sucedidos por sedimentos fluviais do Grupo Massacará (Formação São Sebastião).

Durante a deposição da parte superior desta sequência, a Sub-bacia de Tucano Sul passou por um terceiro ciclo distensional, de idade Neobarremiano/Eoaptiano. A atividade tectônica é representada ao longo das falhas de borda pelos conglomerados sintectônicos de leques aluviais da Formação Salvador, abrangendo seções desse ciclo, bem como dos anteriores, resultando em acumulações de idades do Neoberriasiano ao Eoaptiano. Por fim, as rochas sedimentares mais jovens da fase rifte são os folhelhos e calcários da Formação Poço Verde, do mesmo grupo da Formação São Sebastião, de idade Eoaptiana.

3.2.4. Supersequência Pós Rifte

Durante o estágio de subsidência térmica pós-rifte, houve a deposição de depósitos aluviais da Formação Marizal. Uma discordância angular, resultante de um evento regional, marca o início da deposição desses conglomerados e arenitos sobrepostos aos estratos da fase Rifte.

3.2.5 Sequências do Neógeno

3.2.5.1 Sequência N50

O Neógeno é representado pelos depósitos aluviais da Formação Barreiras, os quais encontram-se presentes apenas na porção sudeste da Sub-bacia de Tucano Sul.

3.2.5.2 Sequência N60

A Sequência N60 é representada pelos aluviões quaternários presentes ao longo dos principais rios da Sub-bacia de Tucano Sul.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

O principal dado utilizado foi um pacote sísmico 3D em tempo, de aproximadamente 195 km², pertencente ao levantamento 0237_CONCEICAO. Dentre os pacotes disponíveis (STK FIN e MIG FIN), foi escolhido o de Migração Final (MIG FIN), visto que a migração sísmica utiliza a função velocidade para corrigir os refletores e os mergulhos da camada, resultando em uma imagem mais fiel da geologia de subsuperfície. A mencionada sísmica faz parte do pacote de dados técnicos públicos das bacias sedimentares brasileiras disponibilizados ao público pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) em maio de 2021.

Além disso, dentre os poços disponíveis na área, foi utilizado o perfil do poço 1-FMT-1-BA com as suas respectivas curvas, Densidade (RHOB) e Sônico (DT), para a amarração de poço. O perfil composto deste poço está ilustrado no Apêndice A.

Todos estes dados estão inseridos na região estudada, conforme ilustrado na Figura 8, permitindo uma investigação geofísica e geológica integrada das principais estruturas resultantes da evolução geotectônica da borda leste da Sub-bacia e sua respectiva influência na disposição do pacote sedimentar que a preenche.

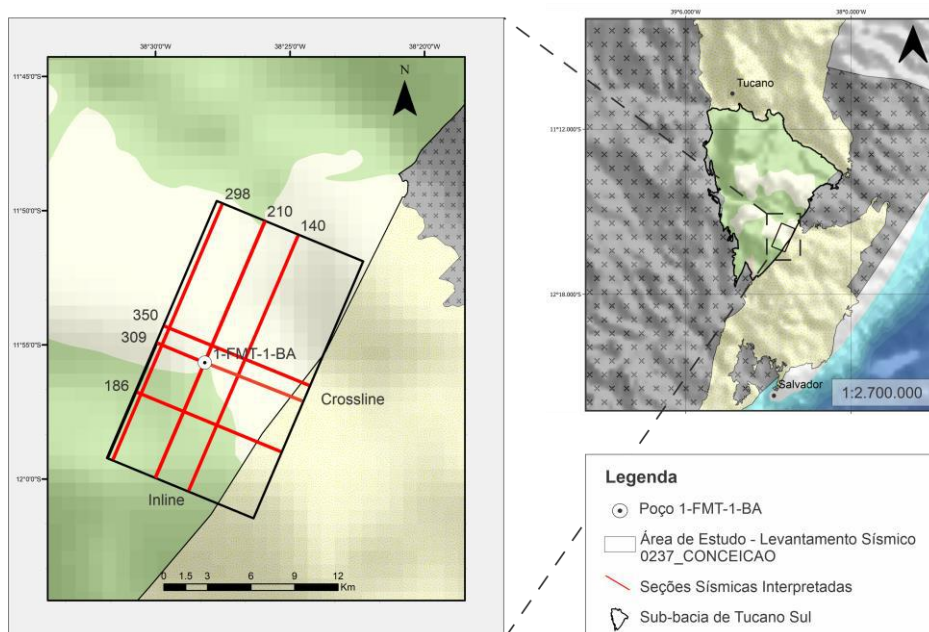


Figura 8 – Mapa de localização dos dados utilizados no presente trabalho: volume sísmico 3D (retângulo preto), seções sísmicas interpretadas (linhas vermelhas) e poço utilizado para amarração (bolinha preta e branca). **Fonte:** autor

A metodologia aplicada está ilustrada no fluxograma abaixo e será detalhada a seguir:

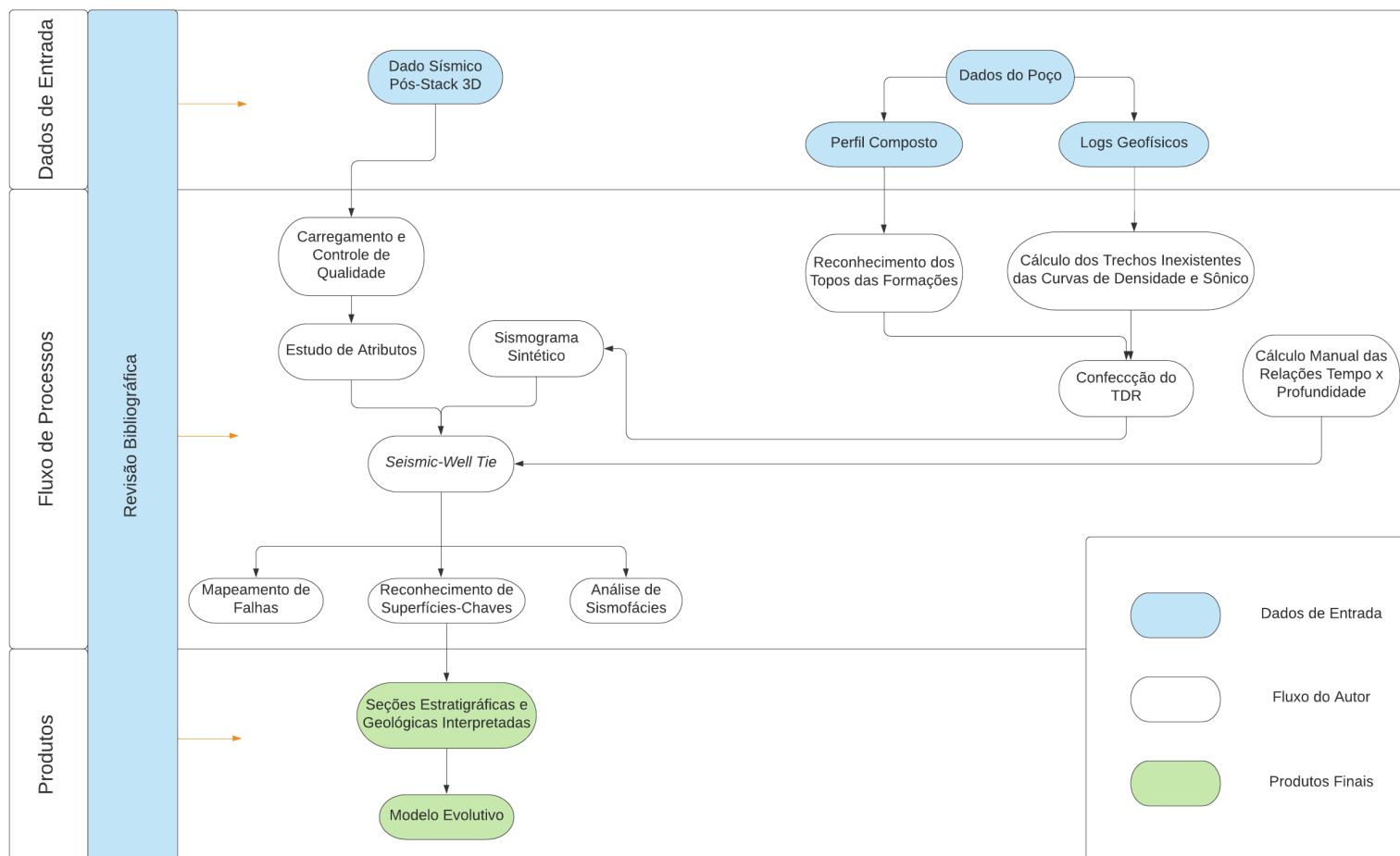


Figura 9 - Fluxo de interpretação sísmica e de poço adotado neste estudo. **Fonte:** autor

4.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A realização desta pesquisa compreendeu, em um primeiro momento, uma revisão bibliográfica da área de estudo, sobretudo a evolução tectônica do rifte abortado do nordeste brasileiro, seu preenchimento sedimentar e alguns trabalhos relacionados ao tema desenvolvido. Em seguida, os estudos foram concentrados no conhecimento da evolução da Sub-bacia de Tucano Sul, a qual possui características semelhantes as demais Bacias constituintes do sistema de Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. As teses e artigos foram obtidos em buscadores de internet (ex: Google acadêmico).

O objetivo foi entender o contexto geotectônico e a evolução tectono-estratigráfica e estrutural da Sub-bacia e as principais características dos intervalos estratigráficos que constituem o arcabouço sedimentar da Sub-bacia de Tucano Sul. Também foram feitas pesquisas teóricas sobre conceitos de sísmica, dados de poços e sismoestratigrafia.

4.2. CARREGAMENTO E CONTROLE DE QUALIDADE DOS DADOS

A interpretação dos dados de sísmica foi realizada no *software Petrel*. Primeiramente, foi carregado no projeto sísmico o cubo sísmico 3D em formato *SEG-Y*, o qual foi georeferenciado utilizando-se o *datum* geográfico SIRGAS 2000. O *Datum* Sísmico do projeto (*Seismic Reference Datum*) foi considerado 200 metros acima do nível do mar, conforme padrão pré-estabelecido para a região.

4.3. INTERPRETAÇÃO SÍSMICA

A sísmica fornece dados sobre a disposição estrutural das camadas sedimentares abaixo da cota topográfica. Através de um registro sísmico é possível avaliar parâmetros como espessura de camadas, mergulho e presença de falhamentos, o que, por sua vez, permite a compreensão e a construção de modelos tectono-estratigráficos.

Embora o cubo sísmico apresente certas limitações devido à tecnologia disponível na época de sua aquisição, em 1992, ele possui a vantagem de abranger um grande volume de dados, tanto em área quanto em profundidade, além de ser o único levantamento sísmico 3D da Sub-bacia de Tucano Sul. Vale ressaltar que o padrão de polaridade positiva ou *American Polarity* foi adotado para o dado sísmico (3D) interpretado nesta pesquisa. Neste padrão, um

movimento ascendente do geofone deve ser registrado como um número positivo e exibido como um pico, conforme Figura 10 (Simm & Bacon, 2014).

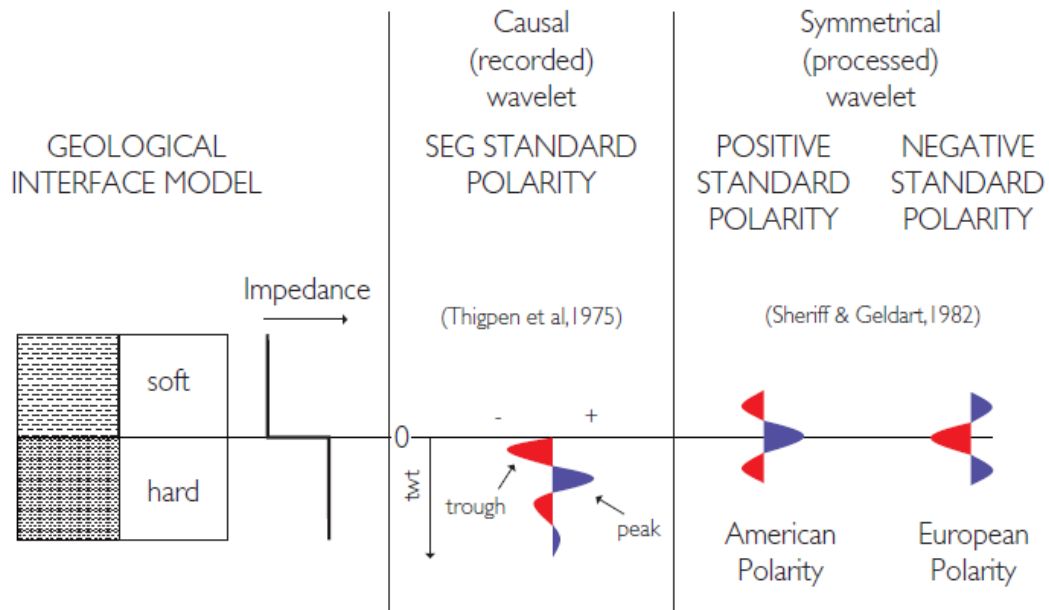


Figura 10 - Convenções de polaridade sísmica SEG, polaridade positiva (Polaridade Americana) e polaridade negativa (Polaridade Europeia). O padrão de polaridade positivo foi adotado neste trabalho. **Fonte:** (Simm & Bacon, 2014).

Diversas linhas sísmicas (*strike e dip*) foram interpretadas ao longo do estudo, porém foram selecionadas 6 linhas mais representativas para discussão. São elas:

- *Inlines* 140, 210 e 298 – representando seções *strike* – paralelas ao eixo do rifte;
- *Crossline* 186, 309 e 350 – representando seções *dip* da Sub-bacia – perpendiculares à falha de borda.

4.4. AMARRAÇÃO DO POÇO À SÍSMICA (*SEISMIC-WELL TIE*)

Um grande desafio ao interpretar dados sísmicos é a sua resolução vertical. De maneira geral, a menor camada observável em um pacote sísmico tem espessura de aproximadamente 30 metros, enquanto no poço é possível observar camadas com espessuras mínimas de 5 cm. Dessa forma, a amarração de poço ao dado sísmico permite posicionar, com maior precisão, informações dos topos das unidades litoestratigráficas sobre a sísmica.

A informação inicial necessária para o processo de *seismic-well tie* é a construção de uma tabela que relacione profundidades a tempos sísmicos. Visto que esse tipo de informação, denominada *checkshot*, não foi adquirida durante a perfilagem geofísica de poços através de

perfis sísmicos, fez-se necessário calculá-la manualmente. Para essa etapa foi criada uma relação entre profundidade do topo e base das formações (obtidas através do perfil composto de cada poço ou por interpretação petrofísica), curva de sônico e média da velocidade intervalar de cada formação, tendo como resultado o tempo duplo, indicativo do topo das formações na sísmica.

A segunda etapa é constituída pela geração de uma *wavelet* sintética. Para escolher o melhor modelo que se enquadre, é necessário realizar um “janelamento” do dado e extrair seu espectral. Para obtenção de valores mais precisos, o ideal é que esse procedimento seja realizado na sísmica *pré-stack*, porém, como esse dado não pôde ser utilizado neste estudo, utilizou-se o pacote sísmico mencionado anteriormente. O resultado encontra-se ilustrado na Figura 11.

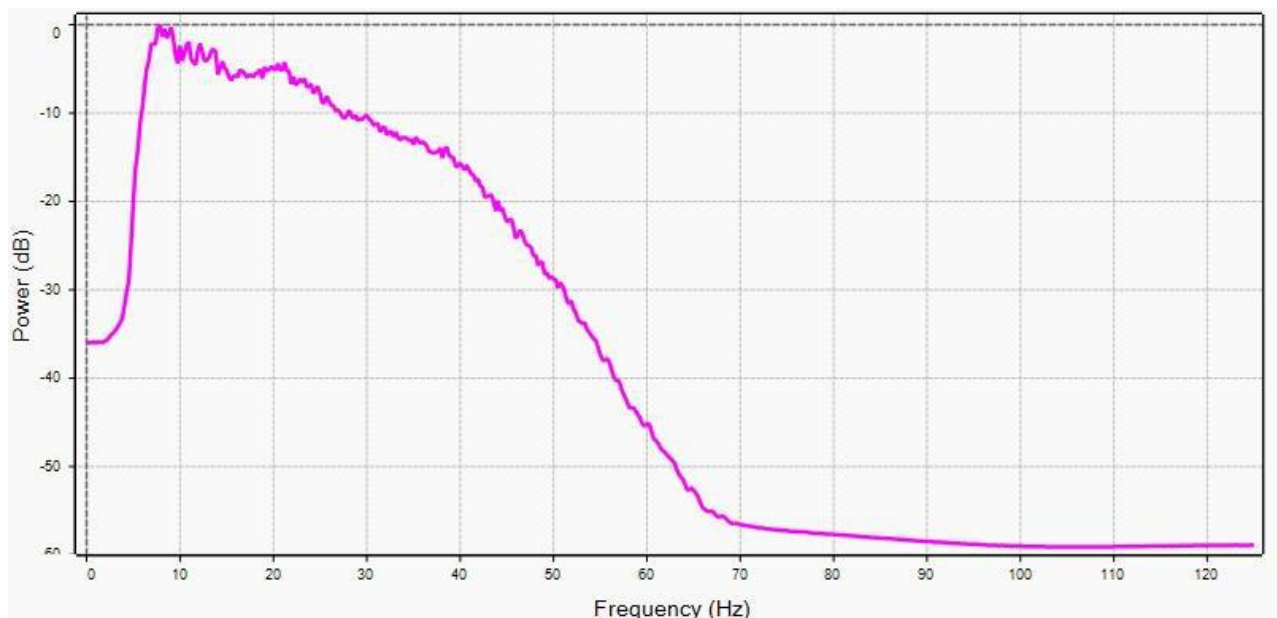


Figura 11 - Janela de extração espectral da *inline* sísmica utilizada para amarração do poço 1-FMT-1-BA. Os valores de frequências apresentam concentração entre 12 e 15 Hz. **Fonte:** autor

Como as frequências dos dados sísmicos identificadas são relativamente baixas, em torno de 12 e 15 Hz, foi utilizada a *wavelet* sintética *Ricker* 15. Estudos empíricos mostraram que as *wavelets* de *Ricker*, em geral, levam a uma melhor aproximação da informação dos espectros sísmicos do que outras famílias de funções aproximadas (Gholamy & Kreinovich, 2014).

Para dar continuidade ao processo de *seismic-well tie* é necessária a criação de um sismograma sintético a partir das curvas de sônico e densidade. Porém, como já mencionado, essa região carece de dados e nem um poço possuía ambas as curvas corridas ao longo de todo o poço. Foi então necessário selecionar um poço bem localizado estruturalmente e com maior

quantidade de informações para calcular os dados inexistentes. Escolhido o poço 1-FMT-1-BA, suas curvas foram selecionadas dentro da função *seismic-well tie* do *Petrel* para calcular os trechos de densidade a partir do sônico e vice-versa. O *Petrel* usa a fórmula de Gardner, ilustrada abaixo.

$$\rho = \alpha V_p^\beta$$

Figura 12 - Equação de Gardner. **Fonte:** (Gardner *et al.* 1974)

Onde:

ρ é a densidade aparente dada em g/m³;

V_p é a velocidade da onda P, dada em ft/s ou m/s;

E α e β são constantes derivadas empiricamente que dependem da geologia.

Gardner *et al.* propuseram que se pode obter um bom ajuste assumindo que $\alpha = 0,23$ e $\beta = 0,25$.

A próxima etapa constituiu-se na geração de um TDR (*Time Depth Relationship*), também denominado de *pseudo-checkshot*. O TDR é uma tabela semelhante àquela criada manualmente no início, correlacionando o tempo e a profundidade dos horizontes. A principal diferença é que o cálculo é feito pelo *software* a partir de um horizonte de referência interpretado, no caso o embasamento.

Com as curvas completas e o TDR criado foi então possível dar início a criação efetiva de um sismograma sintético. Este processo, ilustrado na Figura 13, tem início na combinação das curvas de densidade sintética (RHOB) e tempo de trânsito sintético (DT), gerando uma estimativa da curva de impedância acústica. Em seguida é gerado um gráfico com o coeficiente de reflexão, o qual é convolvido com um pulso de onda sísmica sintética extraída do dado sísmico próximo ao poço, no caso, a supracitada *wavelet Ricker* 15.

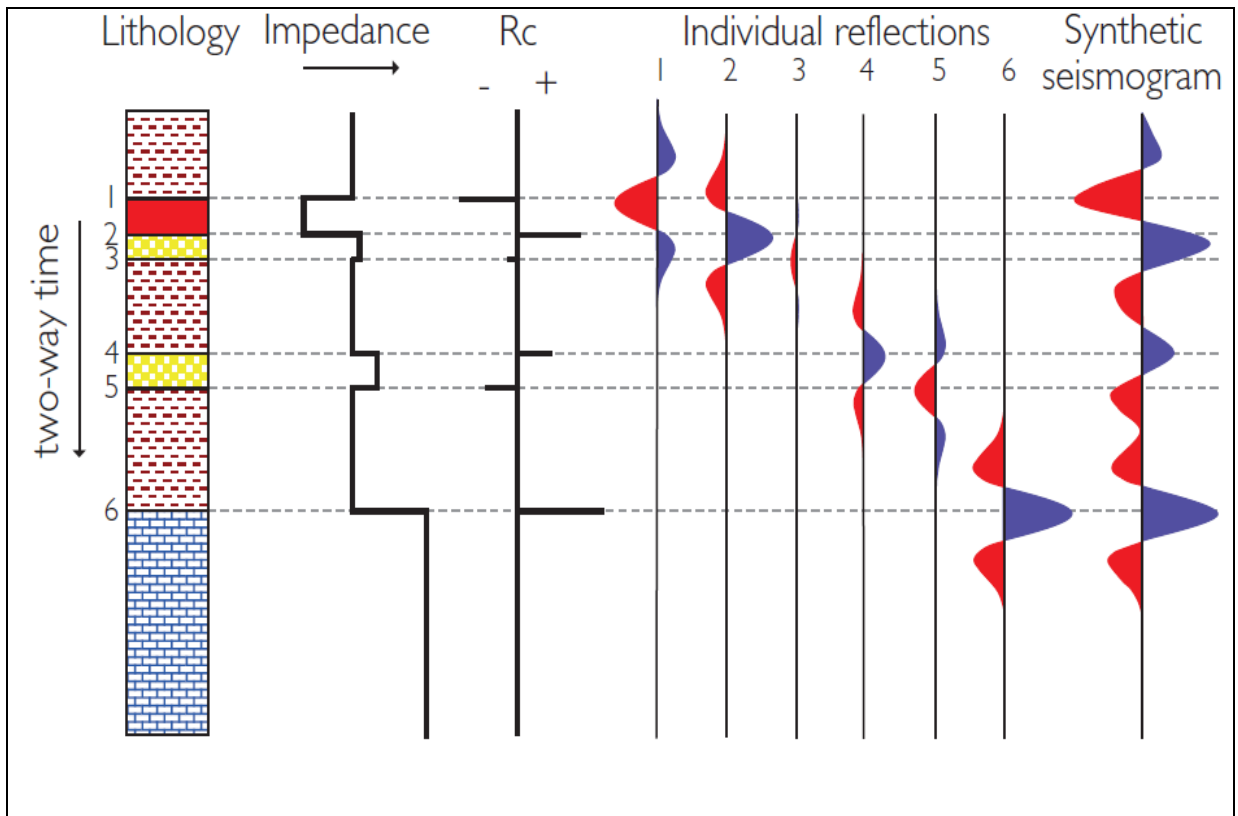


Figura 13 - Sísmograma sintético usando uma *wavelet* simétrica de polaridade positiva e fase zero. **Fonte:** (Simm & Bacon 2014)

Por fim, com o poço amarrado à sísmica, foi possível fazer ajustes manuais, correlacionando as *wiggles* do sísmograma sintético às *wiggles* do pacote sísmico e integrando as informações das duas tabelas geradas. O painel que resume a amarração do poço encontra-se na Figura 14.

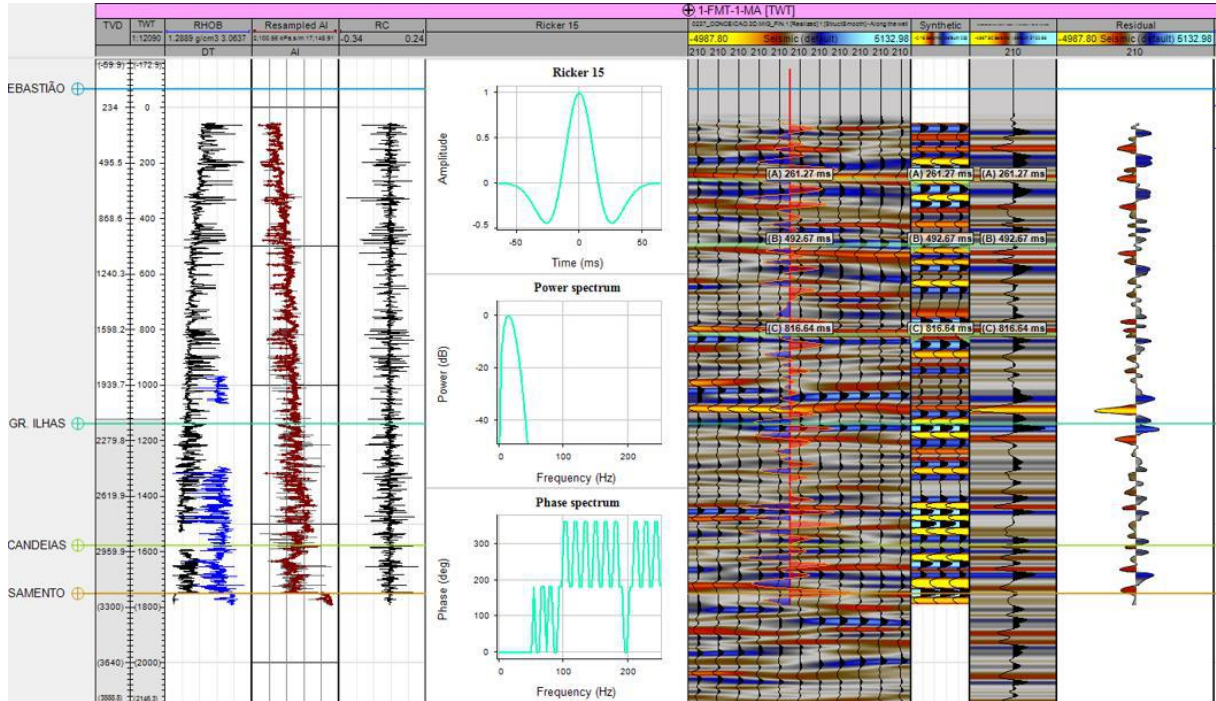


Figura 14 – Painel de correlação sísmica (tempo) v.s. poço (profundidade) do poço 1-FMT-1-BA. Da esquerda para direita – Coluna 1: Escala vertical de profundidade (m); Coluna 2: Escala vertical em tempo bidirecional (ms); Coluna 3: Curvas de densidade (RHOB) e sônico (DT); Coluna 4: Curva de impedância acústica; Coluna 5: Coeficiente de reflexão; Coluna 6: Propriedades da *wavelet* sintética utilizada; Colunas 7 e 9: Perfil Sísmico C; Coluna 8: Sismograma sintético; linhas horizontais coloridas ligadas a círculos: Topos de formações identificados nos perfis litológicos do poço; Retângulos brancos sobre o perfil sísmico: pontos de ajuste na correlação sismograma e sísmica. **Fonte:** autor.

Por fim, o resultado da amarração do poço 1-FMT-BA à *inline* 210 está ilustrado na imagem abaixo.

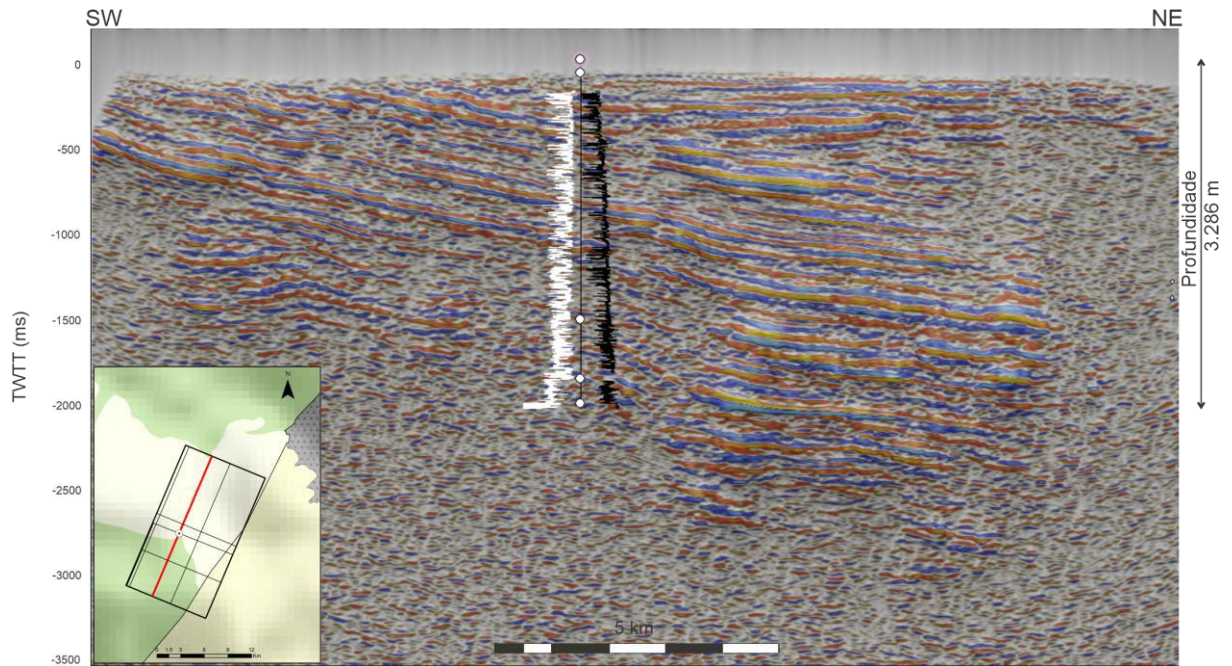


Figura 15 - *Inline 210*, de direção SW-NE, com poço 1-FMT-1-BA amarrado. A escala vertical da seção é dada em milissegundos (ms) e está relacionada ao tempo de trânsito duplo (*Two-Way Travel Time* - TWTT). A escala a direita, em metros, demonstra a profundidade do poço amarrado. *Inlet*: mapa de localização do volume sísmico 3D (retângulo preto), da seção sísmica *inline 210* (linha vermelha) e da localização do poço (bolinha preta e branca); B: seção interpretada. As curvas branca e preta representam o *Gamma Ray* e o Sônico do poço, respectivamente. **Fonte**: autor

4.5. ATRIBUTOS SÍSMICOS

Atributos sísmicos são frequentemente utilizados durante o processo de interpretação, pois facilitam o reconhecimento de padrões de sismofácies e estruturas, e, conseqüentemente, levam a uma melhor interpretação geológica ou geofísica dos dados. De maneira geral, os atributos são transformações matemáticas do dado original com o intuito de destacar discordâncias, falhas, litologias, camadas e presença de hidrocarbonetos ao melhorar visualmente suas principais características.

No presente trabalho foram testados diversos atributos sísmicos com o objetivo de facilitar a interpretação sísmica. Dentre eles, foram selecionados dois para o presente trabalho.

4.5.1. Structural Smoothing

O atributo de suavização estrutural aplica um filtro de média ponderada gaussiana em médias locais. O resultado é uma melhoria na resolução do pacote sísmico e remoção de ruídos de fundo, destacando, assim, as discontinuidades dos eventos sísmicos e as falhas

presentes nas seções. Além disso, aumenta a continuidade lateral, sem sacrificar a resolução vertical. O *Structural Smoothing* foi utilizado para condicionar os dados a um fluxo de aplicação de atributos. Na Figura 16 é possível observar uma linha sísmica antes e depois de sua utilização.

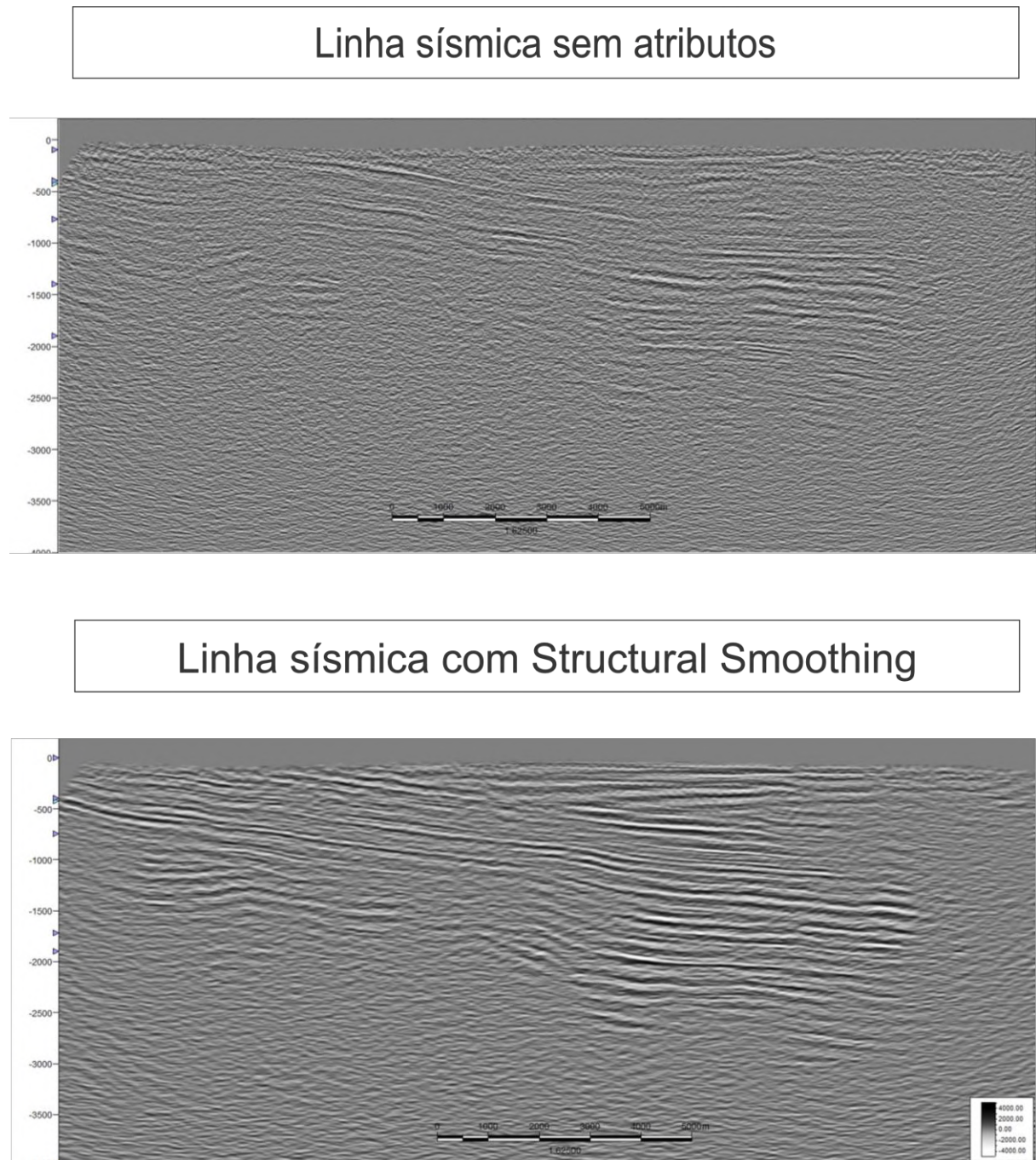


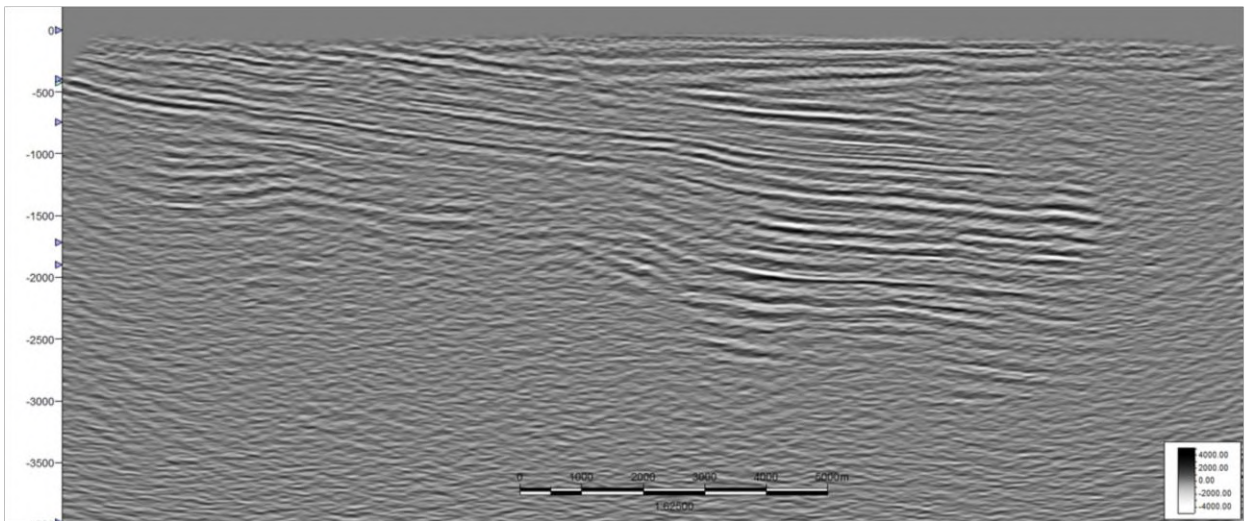
Figura 16 - Linha sísmica antes e depois da aplicação do atributo *Structural Smoothing*. **Fonte:** autor

4.5.2. Técnica de Volume de Amplitude (TecVA)

O TecVA foi desenvolvido por (Bulhões e de Amorim, 2005) e é utilizado para uma melhor identificação de falhas, descontinuidades, variações laterais de sismofácies do rifte, horizontes e geometria dos reservatórios. A Técnica de Volume de Amplitude funciona como uma combinação de três atributos sísmicos de amplitude: *RMS Amplitude*, *Phase Shift* e *Remove Bias*.

O *Remove Bias* é um filtro normalizador, ou seja, remove tendências e artefatos que podem ter sido causados durante o processamento do cubo sísmico. Já o *Phase Shift*, de maneira geral, gera uma rotação de fase do dado para -90° (podendo ser variável). O *RMS* (*Root Mean Square*), por sua vez, calcula a raiz quadrada da soma do quadrado de todas as amplitudes dentro de uma janela de tempo predefinida e divide esse valor pela quantidade de traços dentro dessa janela. A Figura 17 ilustra uma linha sísmica apenas com a aplicação do atributo *Structural Smoothing* e outra após a sobreposição do atributo TecVA.

Linha sísmica com Structural Smoothing



Linha sísmica com Structural Smoothing + TecVA

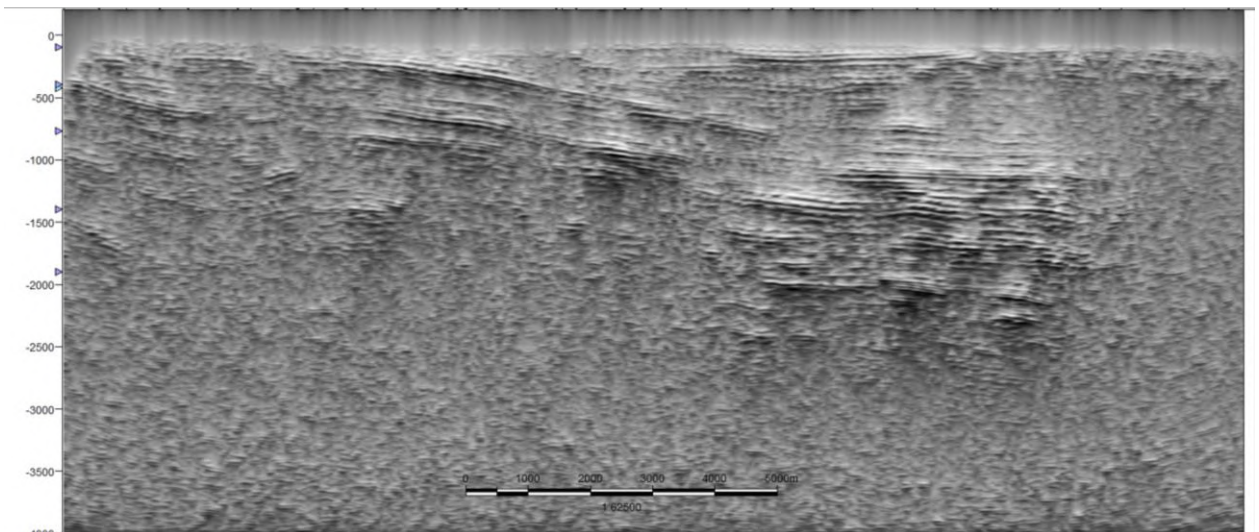


Figura 17 - Linha sísmica antes e depois da aplicação do atributo TecVA sobre o atributo *Structural Smoothing*.
Fonte: autor

4.6. MAPEAMENTO DE REFLETORES

Por fim, foi realizado o mapeamento de horizontes sísmicos, os quais podem ser definidos como a interface entre camadas de diferentes rochas. Estes horizontes são definidos por superfícies com propriedades físicas distintas, gerando contrastes de impedância acústica.

Ao se mapear dois horizontes, define-se uma Unidade Sísmica delimitada por topo e base e esta, por sua vez, pode apresentar mais de uma sismofácies característica.

As propriedades que dão embasamento ao processo de mapeamento de refletores serão detalhadas nos Referenciais Teóricos.

5. REFERENCIAIS TEÓRICOS

Este trabalho propõe uma análise de caráter tectônico e estratigráfico para a Sub-bacia de Tucano Sul, assim sendo, os referenciais teóricos aqui mencionados baseiam-se nos princípios da Sismoestratigrafia e na análise de modelos propostos para a compreensão da evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte intracratônicas.

5.1. SISMOESTRATIGRAFIA

Sismoestratigrafia, ou estratigrafia sísmica, é definida como o estudo de sucessões estratigráficas através de seções sísmicas. Este conceito surgiu na década de 70, com trabalhos de Vail *et al.* (1977) e impulsionou uma revolução nos métodos de análise estratigráfica das unidades sedimentares. Ainda neste trabalho, Vail *et al.* apresentaram a definição de sequência deposicional, como uma unidade composta por uma sucessão de estratos relativamente concordantes, geneticamente relacionados, limitados na base e no topo por discordâncias ou suas concordâncias correlativas. Outro conceito relevante é o de sismofácies ou fácies sísmica, a qual é definida pelo registro de fatores geológicos, como litologia, estratificação e feições deposicionais, nas reflexões sísmicas. A análise da sismoestratigrafia, segundo Mitchum Jr. *et al.* (1977), é feita com base em três conjuntos de padrões dos refletores sísmicos: (1) padrões geométricos de sismofácies; (2) padrões de sismofácies; e (3) padrões de terminações de refletores.

De maneira geral, a geometria é caracterizada como a forma tridimensional e/ou expressão areal das fácies sísmicas e seus significados no mapeamento sísmico permitem interpretar os processos geradores das fácies. Dentre os principais tipos de depósitos encontram-se lençóis (*sheet*), cunhas (*wedges*) e lentes (*lens*) (Figura 18).

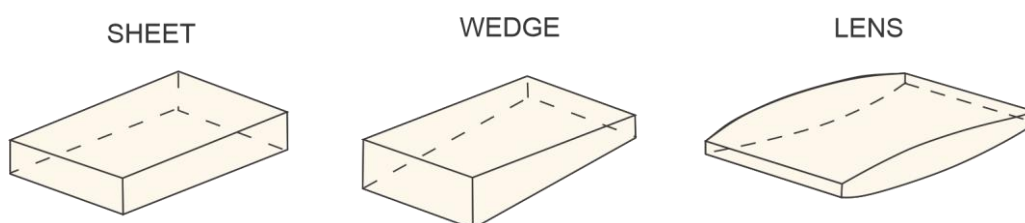


Figura 18 – Exemplos de padrões geométricos de sismofácies. **Fonte:** (Mitchum Jr. *et al.*, 1977)

Os lençóis possuem grandes extensões, e as reflexões internas podem ser paralelas, progradantes e divergentes. As lentes podem ser associadas às formas externas das unidades

progradantes. Cunhas, por sua vez, indicam distribuição lateral dos sedimentos de fonte pontual.

A configuração interna dos refletores, conforme Figura 19, representa o comportamento dos refletores sísmicos dentro da unidade/sequência sísmica.

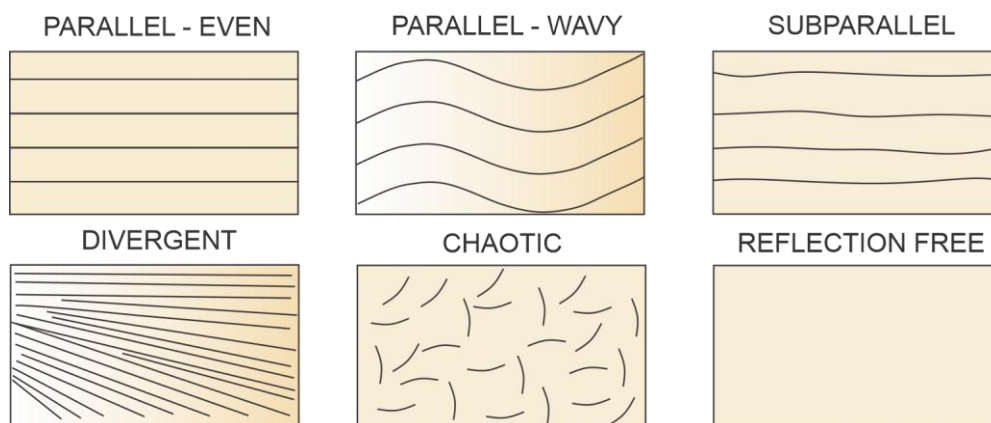


Figura 19 - Configurações internas dos principais padrões de sismofácies. **Fonte:** (Mitchum *et al.*, 1977)

- **Paralelo/Subparalelo/Ondulado:** As reflexões dispõem-se paralelamente e apresentam boa amplitude e continuidade. Esse tipo de configuração interna sugere sedimentação segundo taxas uniformes ou a ocorrência de subsidência gradual e regular.
- **Divergente:** As reflexões apresentam um padrão divergente ou convergente, resultando em variações laterais de espessura das unidades, a qual aumenta ou diminui, respectivamente em direção à bacia. Esses tipos de configuração estão associados às variações laterais da taxa de sedimentação ou à progressiva inclinação da superfície de deposição (criação de espaço).
- **Caótica:** As reflexões são descontínuas e dispõem-se desordenadamente, sendo caracterizadas por altas frequências. Esta configuração é geralmente reconhecida nos complexos de erosão, nas estruturas de deslizamento gravítico e nas formas de preenchimento de alta energia, nas zonas afetadas por dobramentos ou falhas.
- **Transparente:** Este tipo de configuração caracteriza-se pela ausência total ou parcial de reflexões ou pela inexistência de continuidade lateral. O padrão transparente está relacionado à presença de litologias muito homogêneas (sem contraste de impedância acústica) ou fortemente deformadas e/ou metamorizadas ou a ocorrência de corpos ígneos ou massas salinas. Uma sedimentação rápida e uniforme de depósitos argilosos também pode apresentar este tipo de reflexão.

Existem diversos padrões de terminação dos refletores, dentre eles, os mais utilizados são: *onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamento erosivo, conforme figura e descrição abaixo.

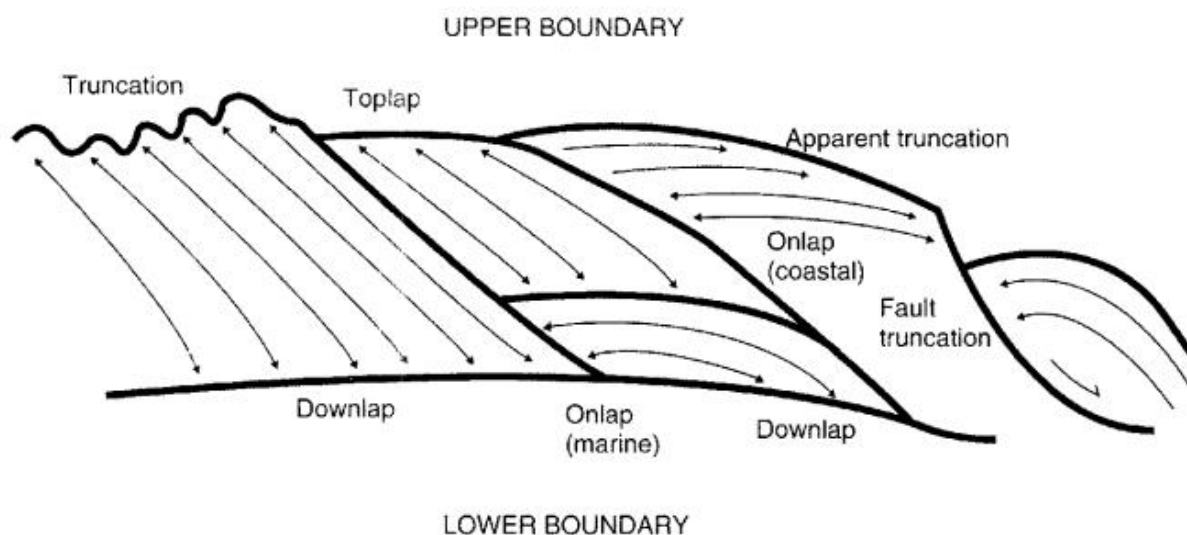


Figura 20 - Padrões de terminações de reflexões. **Fonte:** (Emery and Myers, 1996)

- **Toplap:** terminação de estratos contra uma superfície sobrejacente. Representa o resultado de uma não-deposição associada ou não a uma erosão em pequena escala.
- **Truncamento:** reflexões terminam lateralmente ao longo de uma superfície de discordância. Implica a deposição de estratos e sua subsequente remoção. Essa terminação é o critério mais confiável para identificação de uma superfície erosiva.
- **Onlap:** horizontes sísmicos que representam estratos deposicionais possuem inclinação menor do que a da superfície sobre a qual eles terminam. É interpretada como superfície deposicional.
- **Downlap:** horizontes sísmicos que representam estratos deposicionais possuem inclinação maior do que a da superfície sobre a qual eles terminam. É interpretada como superfície deposicional.

Desde o desenvolvimento deste tipo de análise, a sísmica de reflexão se consolidou e passou a ser o método mais aplicado na investigação geológica de subsuperfície para exploração de hidrocarbonetos, seja ela para desenvolvimento de modelos prospecção de petróleo em áreas pouco estudadas (sismoestratigrafia de exploração) ou no detalhamento de modelos em áreas de produção com integração de diversos dados (sismoestratigrafia de

desenvolvimento). De maneira geral, esse método consiste na identificação e interpretação de reflexões sísmicas (refletores), que são o registro do tempo de ida e volta das ondas sísmicas geradas artificialmente na superfície e refletidas em interfaces físicas das rochas. As interfaces se tornam evidentes graças ao contraste entre o produto da densidade pela velocidade de propagação de onda em cada um dos meios. Esse produto é denominado impedância acústica.

Para uma análise sismoestratigráfica coerente de bacias, faz-se necessário que a interpretação dos refletores sísmicos seja integrada ao entendimento do ambiente tectônico que a gerou, sua geometria resultante e os padrões de preenchimento do alvo de estudo.

5.2. PARÂMETROS CONTROLADORES DE UMA BACIA RIFTE

As bacias do tipo rifte são o resultado direto de um dos três esforços primordiais nos movimentos horizontais: os esforços distensivos. Para compreender a causa e os processos evolutivos envolvidos na formação de uma bacia rifte, é necessário avaliar o comportamento geodinâmico da Terra e os processos geológicos e físicos atuantes em sua evolução. Os principais modelos geodinâmicos e conceitos aqui retratados estão relacionados ao estiramento, afinamento e rompimento da crosta que resultam em uma depressão crustal denominada bacia do tipo rifte.

McKenzie (1978) foi o primeiro autor a propor um modelo de estiramento da litosfera continental, onde a partir de uma situação de controle inicial, um processo atuante de forma rápida, produz o afinamento crustal e ascensão passiva da astenosfera. Posteriormente, Sengor e Burke (1978) organizaram outros modelos já desenvolvidos em dois tipos de rifte:

- Riftes Passivos - associados diretamente a esforços distensivos, extensão crustal e ascensão astenosférica;
- Riftes ativos - associados a plumas mantélicas e fusão crustal por descompressão.

De acordo com Dewey (1988), o estiramento crustal formador de bacias pode ser determinado por um fator denominado Beta (bt), que é a espessura crustal inicial dividida pela espessura crustal final após o estiramento. Dessa forma, um $bt=1$ significa que não houve estiramento, enquanto um $bt=2$ significa que a espessura crustal foi reduzida à metade. Já um $bt=$ infinito significa que a crosta foi rompida. Dewey (1988) ainda propõe que um beta superior a 1.7 desenvolve um sistema efetivo de ruptura, gerando uma margem passiva. Já bacias que acabaram como riftes abortados, por não desenvolverem uma abertura completa, apresentariam um beta inferior a 1.7. O último caso relaciona-se com o alvo do presente estudo.

5.2.1. Estrutura Básica de uma Bacia Rifte: o Meio-Graben

O meio-graben é composto basicamente por uma rampa de inclinação variável e é limitado lateralmente por falhas, sendo que a borda flexural possui rejeito muito menor do que a borda de falha (Figura 21). A geometria estrutural e a sua evolução exercem grande influência na sequência estratigráfica da bacia.

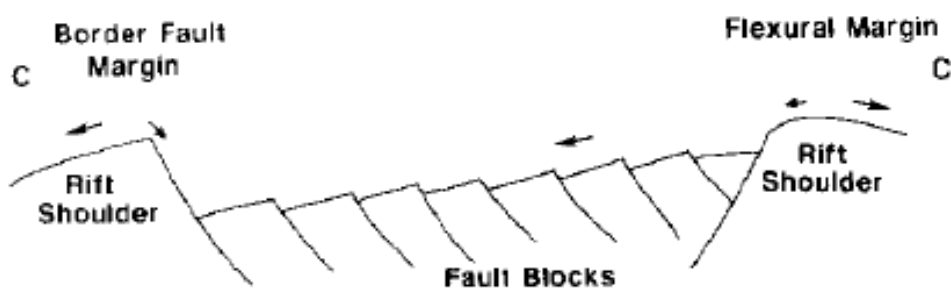


Figura 21 – Seção demonstrando a geometria estrutural básica de bacias de rifte continental. **Fonte:** (Lambiase, 1990).

Já em relação ao movimento que um meio-graben sofre durante a formação, sua estrutura pode ser compartimentada da seguinte maneira: a região que sofre um soerguimento é denominada *footwall*, enquanto a região que sofre subsidência é denominada *hangingwall*. Durante esses movimentos causados por atividades tectônicas consecutivas, a rampa do meio-graben sofre uma rotação relacionada ao movimento da falha de borda. Esse ponto de rotação é denominado de *tilt point* e sua posição pode variar no espaço ao longo do tempo, pois cada pulso tectônico apresenta uma intensidade diferente (Figura 22). Além disso, o *tilt point* divide a rampa em duas partes: uma onde há criação de espaço e outra onde o espaço é destruído.

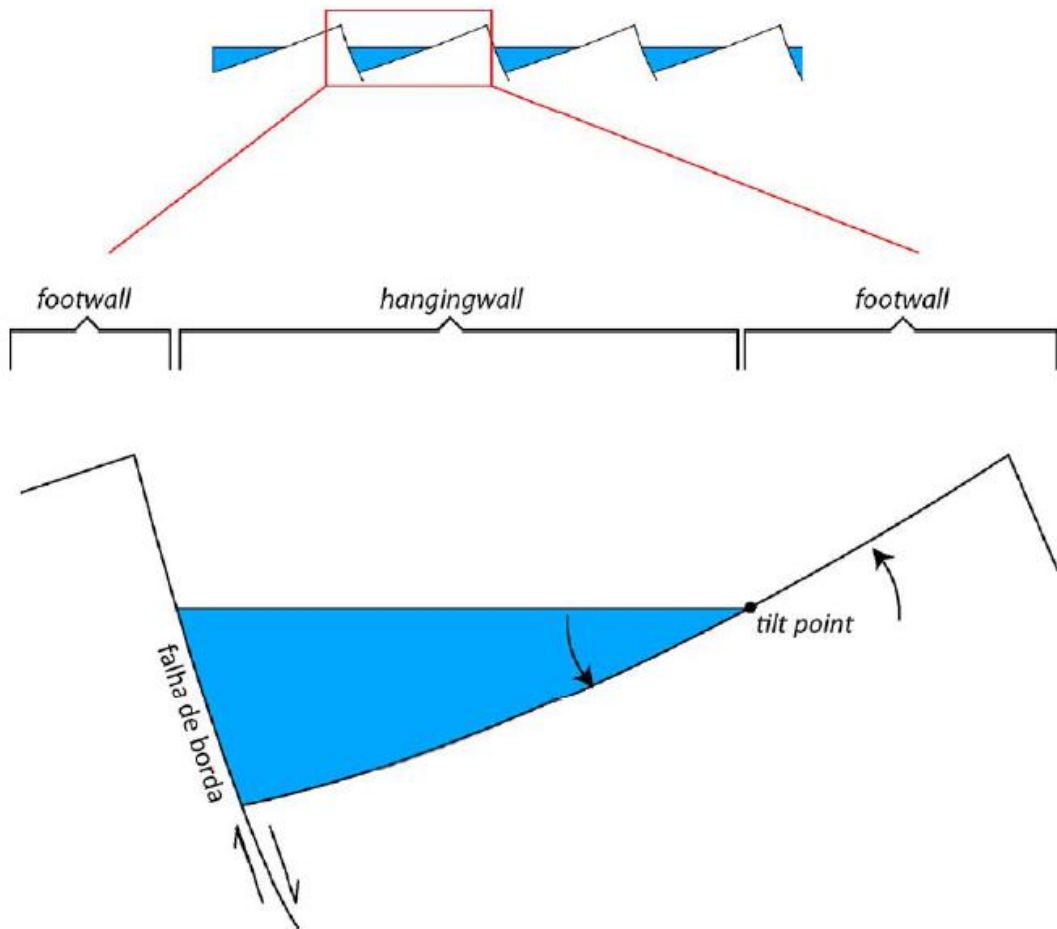


Figura 22 – Principais elementos e compartimentações de um meio-graben. **Fonte:** (Kuchle, 2004).

A geometria do meio-graben fornece o principal controle para o arranjo dos sistemas deposicionais dentro do ambiente sedimentar do rifte. Assim, a disposição lateral dos sistemas deposicionais depende de vários fatores, mas tendo como principal a estruturação do meio-graben, que é reflexo direto do campo de esforços distensivos, da taxa de deformação associada ao estiramento, e a composição e trama do embasamento. Adicionalmente, é importante também o clima (como controlador do nível de base) e competência erosiva (Kuchle, 2010).

5.2.2. Elementos de Geração e Preservação de Sedimentos

Tectônica: conforme já mencionado, a ruptura formadora de um meio-graben está associada a um regime distensivo litosférico. Essa distensão da crosta continental se dá na forma de um sistema de deformação rúptil (falhamentos) na porção superior da crosta, e um sistema de deformação dúctil na crosta inferior e no manto superior (retratado na forma de

ascensão astenosférica e afinamento litosférico) (Wernicke, 1985). A criação, preservação e destruição de sucessões sedimentares nas bacias rifte também são diretamente relacionadas à tectônica, pois praticamente toda variação no espaço de acomodação é em decorrência de pulsos tectônicos. A geração e destruição de sucessões sedimentares estão relacionadas a subsidência e soerguimento, respectivamente.

Clima: embora não seja um fator determinante para a geração de um rifte, o clima é considerado fundamental nas características do preenchimento de bacias. O clima age diretamente sobre os padrões, litologias e estilos de sedimentação, controlando as taxas de transporte e acumulação, taxas de intemperismo e erosão, composição clástica, produção de carbonatos, precipitação de evaporitos, variação do nível do lago e diagênese (Bosence, 1998).

Magmatismo: o magmatismo é considerado um fator controlador da geração de bacias rifte quando o rifte está associado a uma pluma mantélica (rifte ativo). Já em riftes passivos, o magmatismo pode ser considerado um fator controlador do preenchimento, pois a dinâmica tectônica, os padrões de preenchimento, sistemas deposicionais e modelos de fácies são diferentes quando ocorrem eventos vulcânicos intercalados com rochas sedimentares (Bueno, 2004).

Eustasia: Em bacias intracratônicas, o nível de base relacionado à criação ou destruição de espaço de acomodação é relacionado ao nível do lago. O nível do lago varia de acordo com o clima, hidrogeologia local e estruturação geométrica do meio-graben. As variações eustáticas existentes são consideradas mínimas, ou seja, a eustasia pode ser considerada um fator secundário quando se trata de controle de preenchimento e preservação de bacias rifte.

Aporte Sedimentar: este fator está diretamente relacionado à tectônica e ao clima e é responsável pelo preenchimento e preservação de um rifte. Quanto maior a atividade tectônica, maior a disponibilidade de sedimentos, porém, em um meio-graben, sua disponibilidade depende do sistema de drenagem que transporta os sedimentos. As bordas do rifte desviam a drenagem regional da bacia, limitando assim o influxo de sedimentos (Frostick e Reid, 1989). Esse efeito é mais pronunciado no lado da borda falhada devido a sua altura elevada. A borda flexural, por sua vez, permite uma entrada de sedimentos muito mais efetiva.

Espaço de Acomodação: o espaço de acomodação atua como um fator diretamente dependente da tectônica. É necessário que exista criação de espaço de acomodação para a

formação de uma bacia, preenchimento com um pacote sedimentar e, por fim, preservação deste pacote.

5.3. MODELOS DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA E DE PREENCHIMENTO DE BACIAS DO TIPO RIFTE INTRACONTINENTAL

Para o desenvolvimento do presente estudo, buscou-se analisar os principais modelos tectono-estratigráficos propostos na literatura. Os modelos a serem discutidos apresentam caráter multidisciplinar e buscam a base de conceitos e padrões independentes do dado ora analisado. Desta forma, serão apresentados os modelos de Lambiase (1990), Bosense (1998) e Gawthorpe & Leeder (2000).

5.3.1. *A Model for Tectonic Control of Lacustrine Stratigraphic Sequences in Continental Rift Basins* - Lambiase, 1990.

Em 1990, Lambiase propôs um modelo com cinco unidades estratigráficas associadas aos estágios tectônicos que ocorrem durante a evolução de bacias de rifte continental.

O primeiro momento é marcado por uma intensa atividade tectônica que transforma o fundo da bacia em um complexo de blocos de falha. Os ombros do rifte estão começando a se formar, porém a diferença de elevação ainda é muito baixa, permitindo que a drenagem regional quase sempre entre na bacia e a taxa de sedimentação seja bastante alta. A assimetria da bacia está apenas começando a evoluir e os principais depósitos que formam a unidade basal da sequência estratigráfica são fluviais e aluviais de areia e cascalho (Unidade 1).

Conforme a subsidência ao longo da borda de falha continua, novas estruturas vão se desenvolvendo. Os ombros da bacia se tornam mais proeminentes, limitando o suprimento de sedimentos a fontes internas. Além disso, essa proeminência marca o início de uma mudança climática na região, uma vez que os ombros podem servir como barreiras topográficas, deixando o clima mais úmido ou mais árido, de acordo com a sua posição geográfica.

A assimetria da bacia se desenvolve rapidamente e zonas de acomodação se tornam máximas topográficas nas extremidades da bacia. A soma desses fatores, juntamente a baixa taxa de aporte sedimentar e ao suprimento adequado de água permite o desenvolvimento de grandes lagos profundos. São então depositadas espessas sequências de sedimentos lacustres de granulação fina que tipificam este período de evolução da bacia (Unidade 2).

Eventualmente, a taxa de subsidência diminui ou os sistemas de drenagem regionais passam a ser mais desenvolvidos, ou ambos. A partir de então, a taxa de suprimento de sedimentos ultrapassa a taxa de subsidência e, a menos que haja uma nova atividade tectônica que reative a taxa de subsidência, a progradação de sedimentos arenosos vai passar a preencher a bacia. As deposições fluviais e aluviais passam a dominar nos meio-grabens sem lagos, enquanto os depósitos deltaicos e prodelta preenchem as bacias lacustres (Unidade 3).

A transição para sedimentação deltaica e, por fim, fluvial (Unidade 4) é marcada por uma profundidade de água decrescente que impossibilita o surgimento de novos lagos profundos. Com os sedimentos provenientes da erosão dos ombros do rifte somados aos sedimentos de fora da bacia, ocorre então o soterramento das zonas de acomodação e o fundo da bacia é preenchido, fazendo com que o ambiente se torne uma planície fluvial. O sedimento deixa de estar confinado e começa a ser depositado na bacia a jusante.

A última fase é marcada por uma subsidência regional que resulta em uma ampla depressão preenchida principalmente por estratos fluviais/aluviais (Unidade 5).

Em suma, cinco unidades compreendem sequências estratigráficas em riftes continentais que contém os principais depósitos lacustres: areia basal, folhelho lacustre, complexo fluviodeltaico, areia fluvial sinrifte e areia fluvial pós-soerguimento (Figura 23 -). De maneira geral, estas sequências somadas as formações do pré-rifte compõem o arcabouço sedimentar de uma bacia.

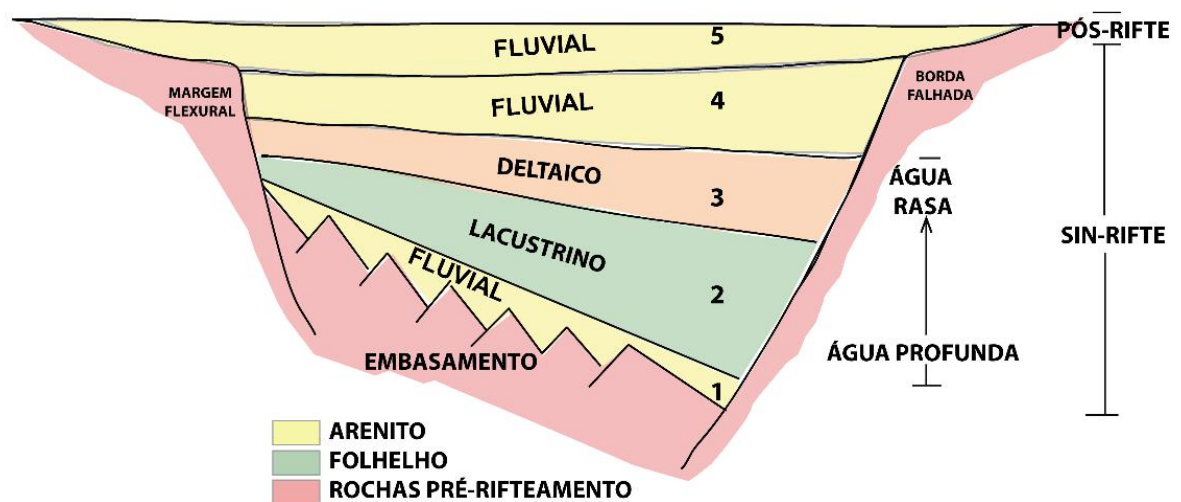


Figura 23 - Seção esquemática do modelo de Lambiase (1990) com cinco unidades estratigráficas associadas aos estágios tectônicos formadores de uma bacia de meio-graben. **Fonte:** Lambiase (1990), *apud* Nonato e Holz (2019)

O modelo descrito por Lambiase (1990) é bem descrito e hierarquizado, abordando e integrando os aspectos estruturais e sedimentares de cada estágio da evolução tectônica de uma bacia de meio-graben, porém sem muito enfoque em padrões de empilhamento.

5.3.2. *Stratigraphic and Sedimentological Models of Rift Basins* - Bosense, 1998.

Bosense (1998) propôs um modelo simples e funcional acerca da compartimentalização geral de uma bacia rifte e, ao contrário do modelo de Lambiase (1990), aborda as geometrias internas de cada unidade e suas respostas em análises sismoestratigráficas. Este modelo admite que o evento rifte tem seu início estabelecido a partir do reconhecimento de discordâncias. Dessa forma, a fase sinrifte é delimitada no topo e na base por discordâncias, sendo que uma sobrepõe unidades pré-rifte e a outra é sobreposta por unidades pós-rifte.

Outra característica considerada na compartimentação das fases supracitadas é a identificação do comportamento geométrico dos estratos internos. O pré-rifte é determinado por estratos plano-paralelos e inclinados, o que indica um contexto de tectônica distinta da fase rifte. A inclinação é resultante da estruturação sofrida pela tectônica sinrifte posterior a sua deposição. Na sismoestratigrafia, a discordância sinrifte pode ser do tipo discordância angular ou não-conformidade. Por sua vez, os estratos sinrifte apresentam geometria divergente, refletindo sua deposição sin-tectônica. Bosense (1998) ressalta que o sinrifte nem sempre é de fácil identificação a partir de padrões de empilhamento e padrões de terminações de refletores sísmicos, visto que soerguimentos e subsidências síncronos podem gerar diversos padrões diferentes. Por fim, os estratos do pós-rifte são plano-paralelos e horizontais, refletindo um contexto deposicional posterior a intensa atividade tectônica do rifte. Os padrões da discordância do pós-rifte seriam do tipo desconformidade ou paraconformidade. O modelo geral de Bosense (1998) encontra-se ilustrado na Figura 24.

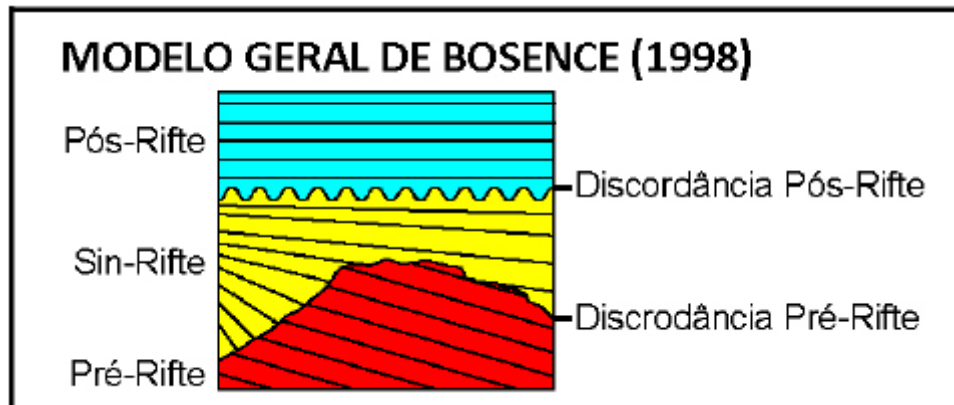


Figura 24 - Modelo geométrico com critérios estratigráficos de separação das seções pré-rifte, sin-rifte e pós rifte, e suas respectivas discordâncias. **Fonte:** (Bosense, 1998, *apud* Kuchle, 2010)

De acordo com Bosense (1998), a evolução de bacias rifte é dividida em três estágios. O primeiro, chamado de sinrifte inicial e ilustrado na Figura 25, é ocasionado por um pulso tectônico rápido que cria uma enorme quantidade de espaço de acomodação. Devido a sua velocidade, ainda não existe um sistema de drenagem estabilizado para transportar sedimentos, retratando uma condição de bacia faminta.

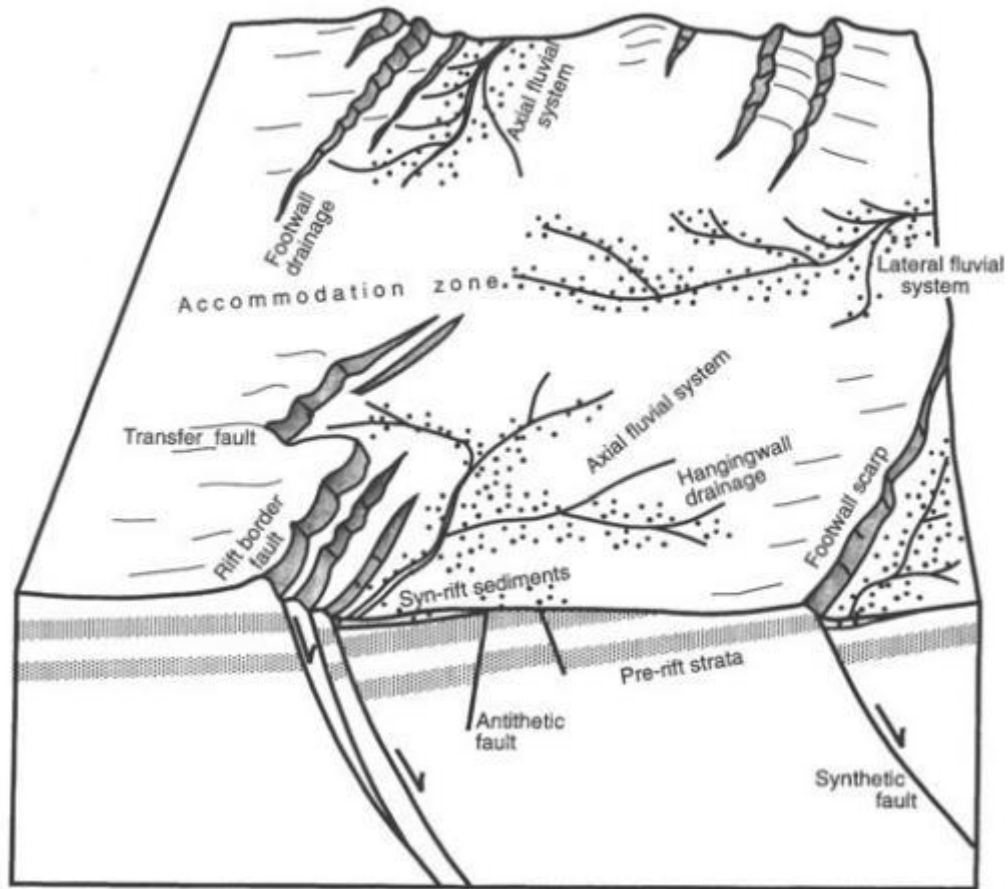


Figura 25 - Modelo tectono-sedimentar de estrutura tridimensional e ambientes sedimentares em estágios iniciais de evolução sinrifte de bacias rifte. **Fonte:** (Bosense, 1998)

O segundo estágio (Figura 26) apresenta uma tectônica ainda bastante ativa, na qual maiores escarpas de falhas e depocentros profundos são criados. O contexto deposicional também sofre alterações, uma vez que nesta fase já ocorre uma chegada maior de aporte sedimentar, permitindo uma condição de maior deposição em relação ao estágio sinrifte inicial.

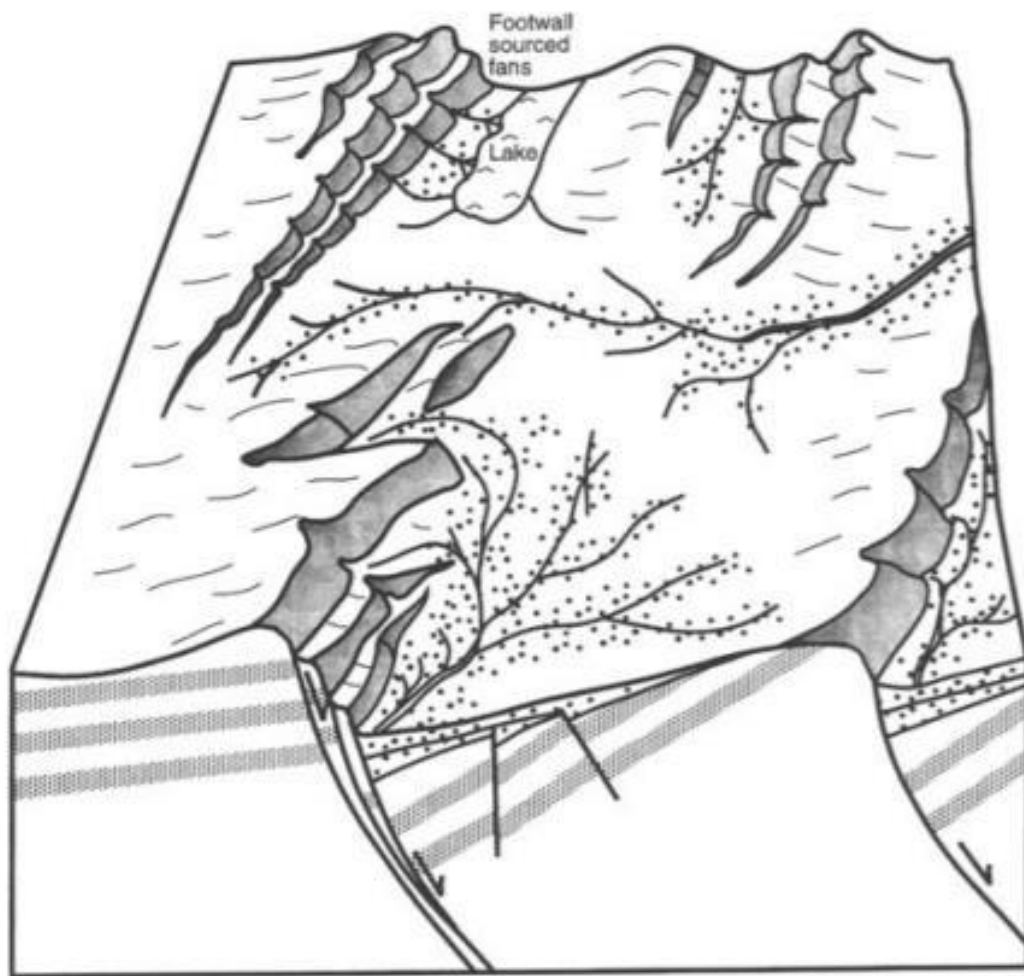


Figura 26 - Modelo tectono-sedimentar de estrutura tridimensional e ambientes sedimentares em estágios intermediários de evolução sinrifte. **Fonte:** (Bosense, 1998)

Por fim, o terceiro estágio, denominado de sinrifte final, é caracterizado por uma estagnação tectônica. Neste momento, as escarpas de falhas passam a ser significativamente erodidas e uma rede de drenagem é instalada, possibilitado que um grande aporte sedimentar preencha todo o espaço de acomodação criado nos estágios anteriores (Figura 27).

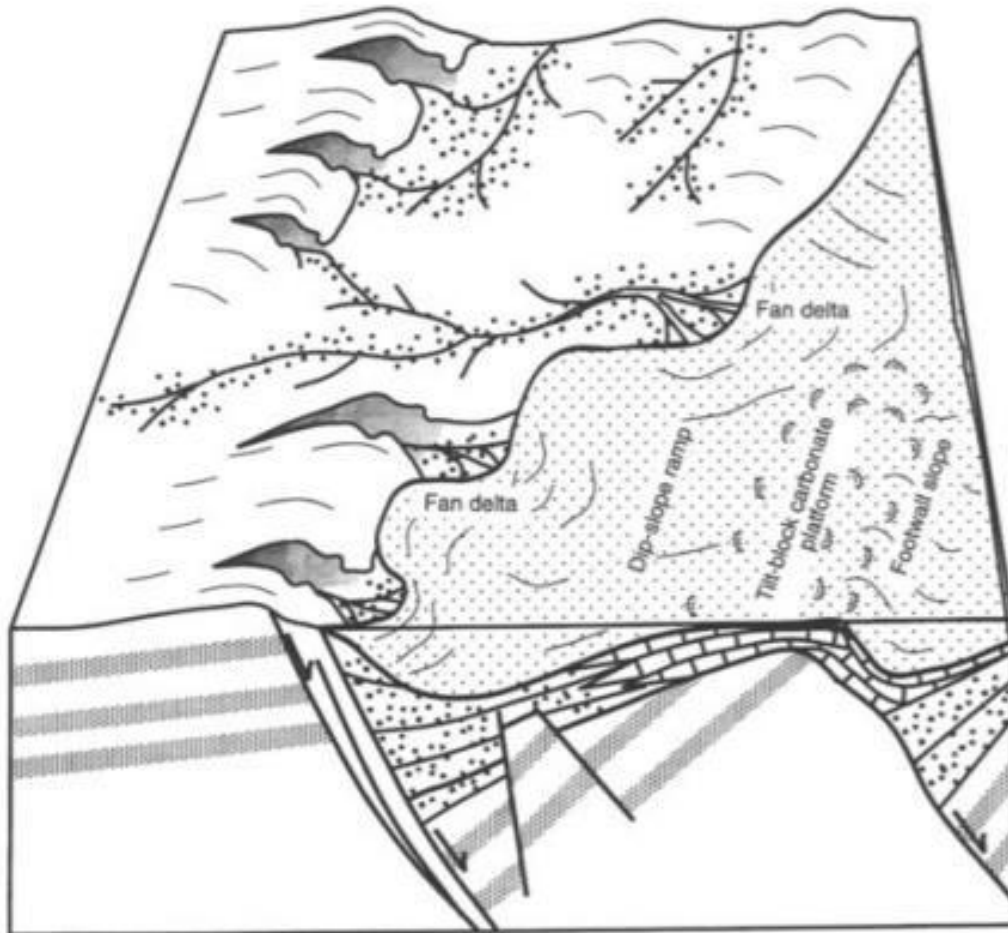


Figura 27 - Modelo tectono-sedimentar de estrutura tridimensional e ambientes sedimentares em estágios finais de evolução sinrifte de bacias rifte. **Fonte:** (Bosense, 1998)

A abordagem utilizada por Bosense (1998) para relacionar evolução tectônica se assemelha a utilizada por Lambiase (1990), porém retrata os estágios do rifteamento de maneira mais simples e abrangente. Isso não diminui a importância do modelo, e sim pelo contrário, uma vez que a combinação do detalhamento do modelo de Lambiase (1990) com a abordagem sismoestratigráfica de Bosense (1998) permite um entendimento aprofundado de bacias rifte.

5.3.3. *Tectono-sedimentary Evolution of Active Extensional Basins* – Gawthorpe & Leeder, 2000.

Gawthorpe & Leeder (2000) fazem uma abordagem estrutural relevante para o início do rifte. Eles propõem que este momento é marcado por uma conexão do sistema de falhas, denominada de *fault linkage*. Em um primeiro momento estas falhas paralelas não estão

conectadas e cada uma possui seu próprio deslocamento baixo e individual. Ao longo da evolução das atividades tectônicas, essas falhas se conectam, gerando falhas maiores e conectando seus deslocamentos. O seu resultado é mais expressivo nas falhas de borda, principais geradoras da estrutura de semi-graben.

Após conexões progressivas, a região apresenta uma ligação das falhas completa, gerando uma falha de borda bem desenvolvida e um deslocamento central máximo. Este momento, por sua vez, é denominado *through-going fault*. Os estágios de formação das falhas principais estão ilustrados na imagem a seguir.

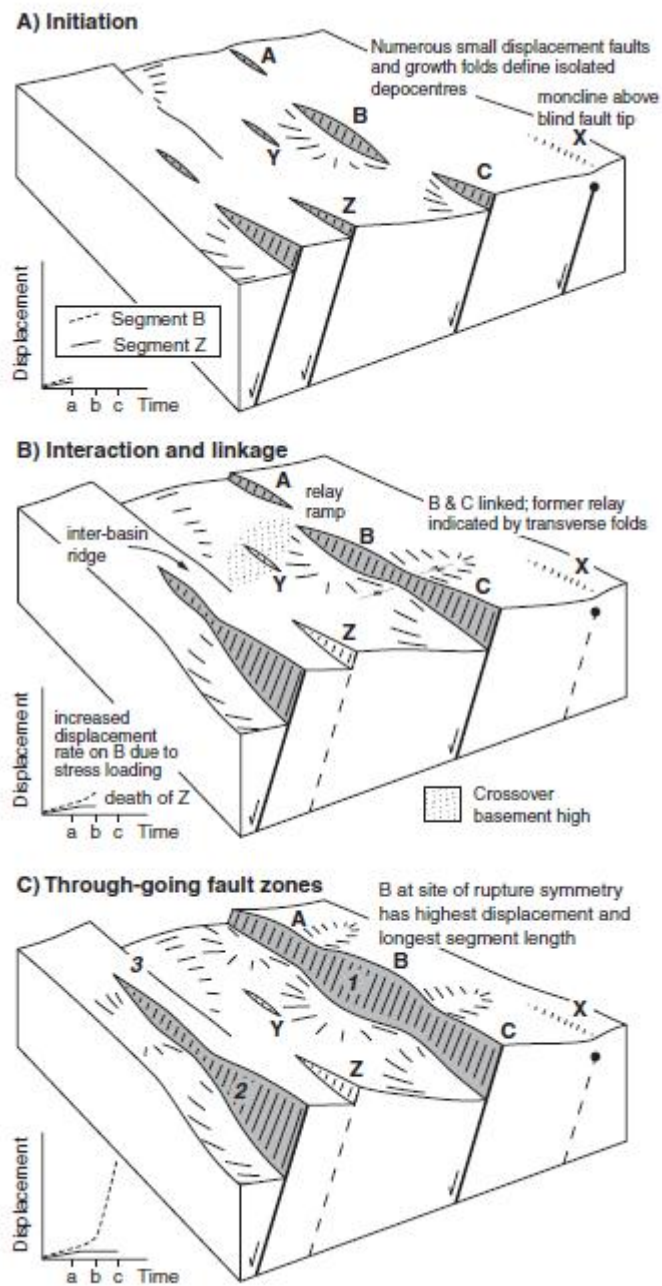


Figura 28 - Evolução 3D esquemática de uma matriz de falha normal. (A) Estágio de iniciação de falha, caracterizado por muitos segmentos de falhas normais de pequeno deslocamento. (B) Interação de falhas e estágio de ligação - *fault linkage*. (C) Estágio em que a deformação é localizada ao longo das principais zonas de falha de borda (por exemplo, 1, 2 e 3) dando origem a grandes depocentros de meio-grabens e grabens - *Through-going fault zone*. **Fonte:** (Gawthorpe & Leeder, 2000)

A relação entre fases tectônicas e ambientes deposicionais se dá em quatro estágios principais. O momento inicial de rifteamento, *rifte initiation*, é marcado pelo desenvolvimento das falhas nucleando pequenas Sub-bacias flúvio-lacustres isoladas, conforme Figura 29. Durante essa fase, os sistemas de drenagem pré-existent ainda possuem ampla capacidade de atravessar estruturas iniciais do rifte, uma vez que estas geram pouca deflexão na

drenagem. A variabilidade estratigráfica entre as bacias individuais é alta, devido às diferenças no suprimento de sedimentos e se a deformação da superfície está associada a dobras ou falhas.

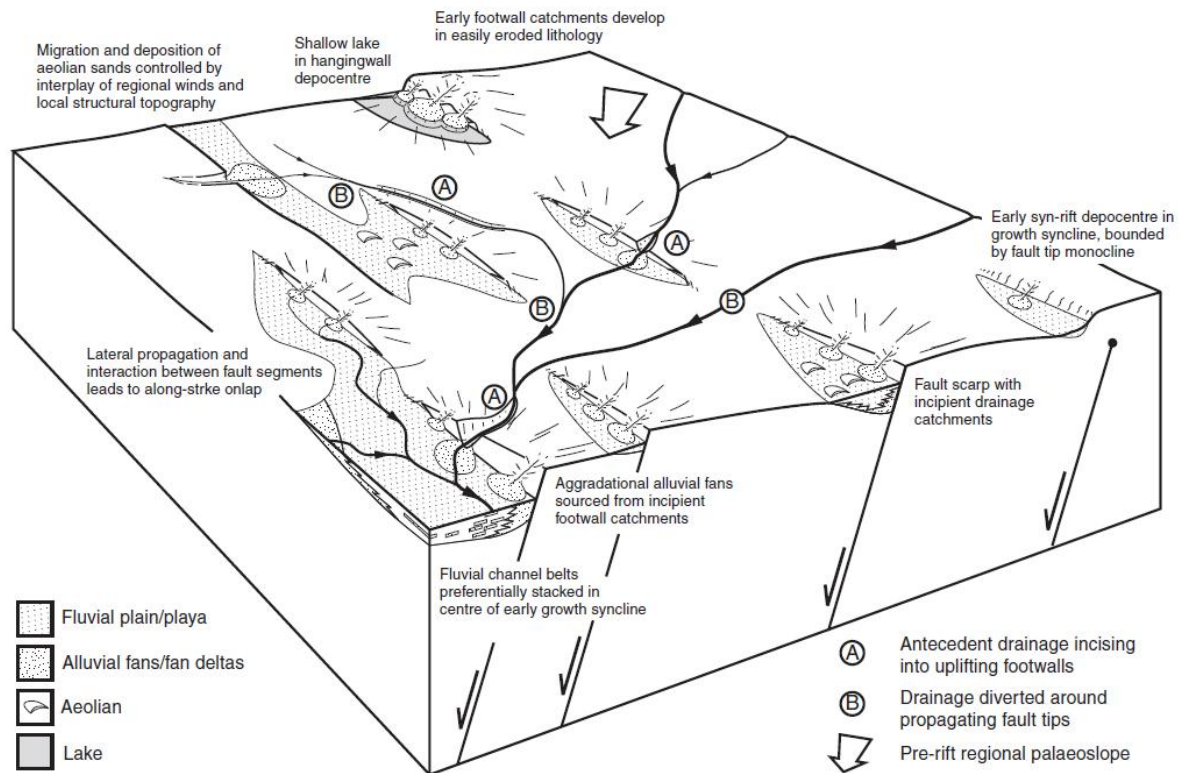


Figura 29 - Evolução tectono-sedimentar de um arranjo normal de falhas em ambientes continentais - Fase *rift initiation*. **Fonte:** (Gawthorpe & Leeder, 2000)

Em seguida, os meio-grabens se expandem, fazendo com que os sistemas lacustres sejam instalados na bacia. Enquanto alguns segmentos de falhas se tornam inativos, outros se conectam lateralmente e com deslocamentos mais expressivos, fazendo com que a drenagem seja rearranjada e definindo a posição dos lagos isolados. Essa fase é denominada de *interaction* e está representada na Figura 30.

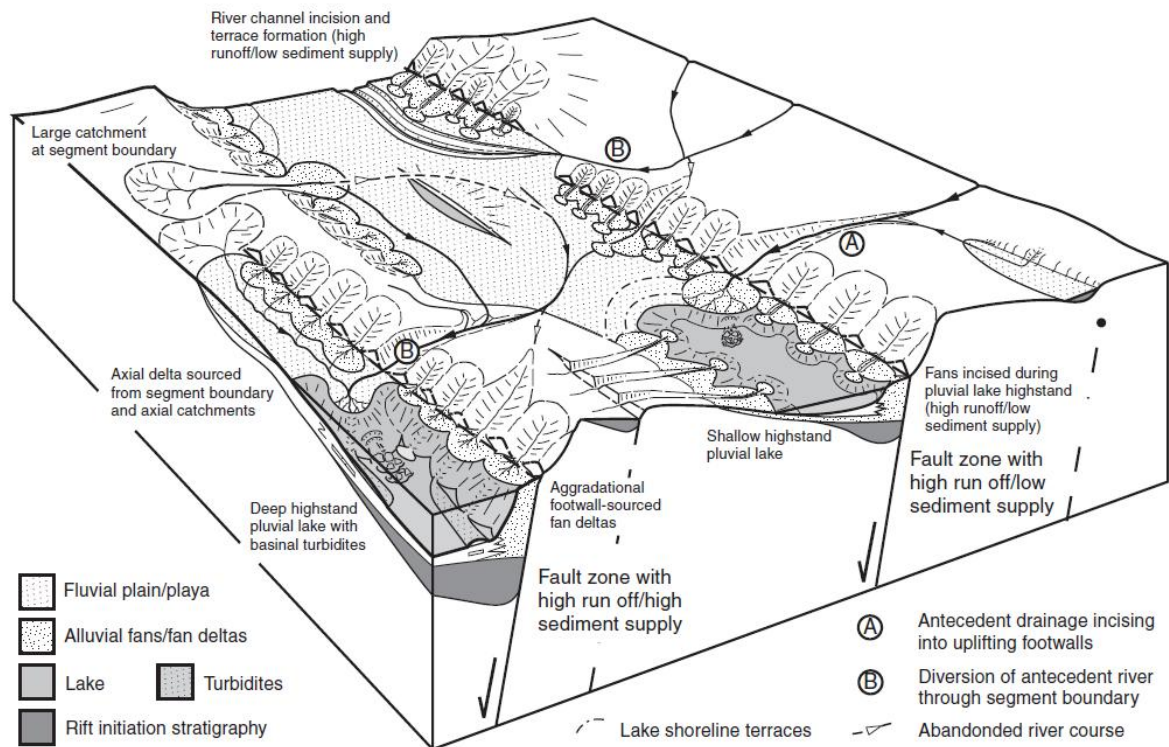


Figura 30 - Evolução tectono-sedimentar de um arranjo normal de falhas em ambientes continentais - Fase *interaction/linkage*. **Fonte:** (Gawthorpe & Leeder, 2000)

Posteriormente, a fase de continuidade, *through-going*, é marcada por uma diminuição da atividade tectônica. Consequentemente, a rede de drenagem é estabilizada, podendo ser proveniente da margem flexural, da falha de borda ou de orientação axial (Figura 31).

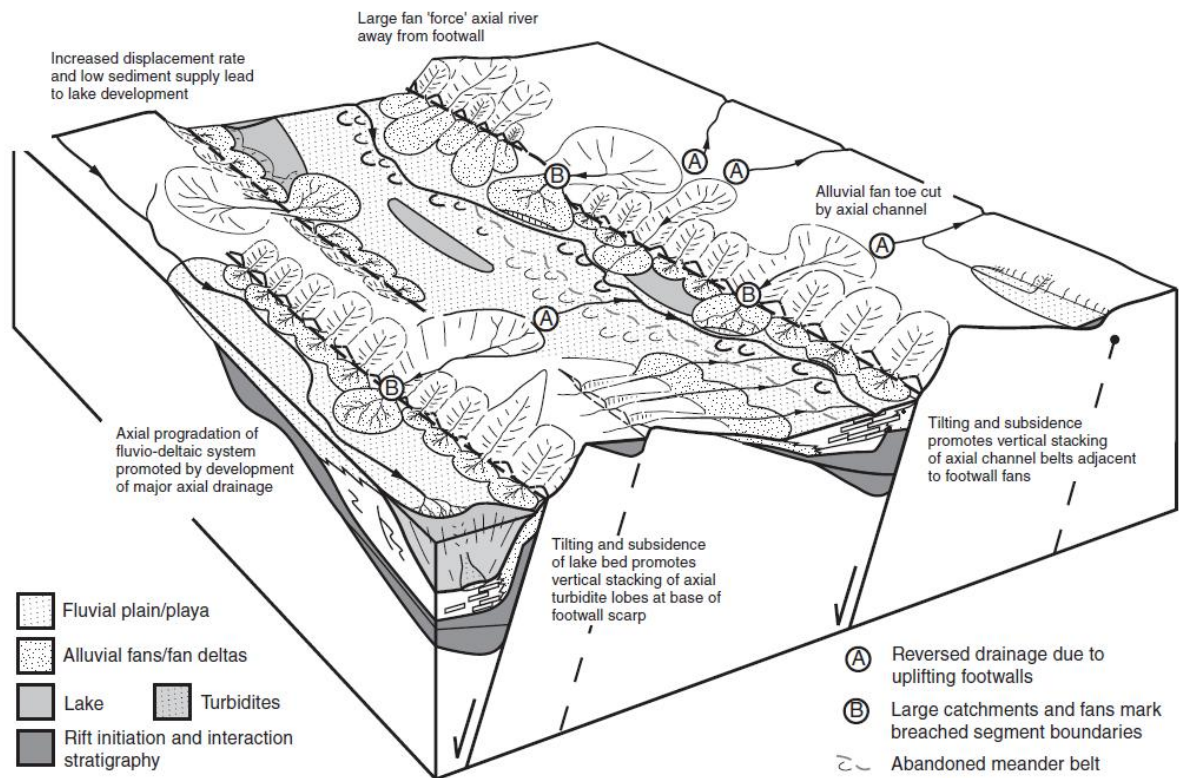


Figura 31 - Evolução tectono-sedimentar de um arranjo normal de falhas em ambientes continentais - Fase *through-going fault*. Fonte: (Gawthorpe & Leeder, 2000)

Por fim, a última fase está relacionada à estagnação do falhamento e é denominada de *fault death* (Figura 32). A parada na atividade das falhas de borda permite uma instalação mais efetiva do sistema de drenagem, gerando uma erosão intensificada das bordas da bacia. O preenchimento dos meio-grabens é total, e os sistemas lacustres passam a ser inexistentes ou recuam ao máximo. Além disso, o rio de direção axial é afastado da borda do rifte.

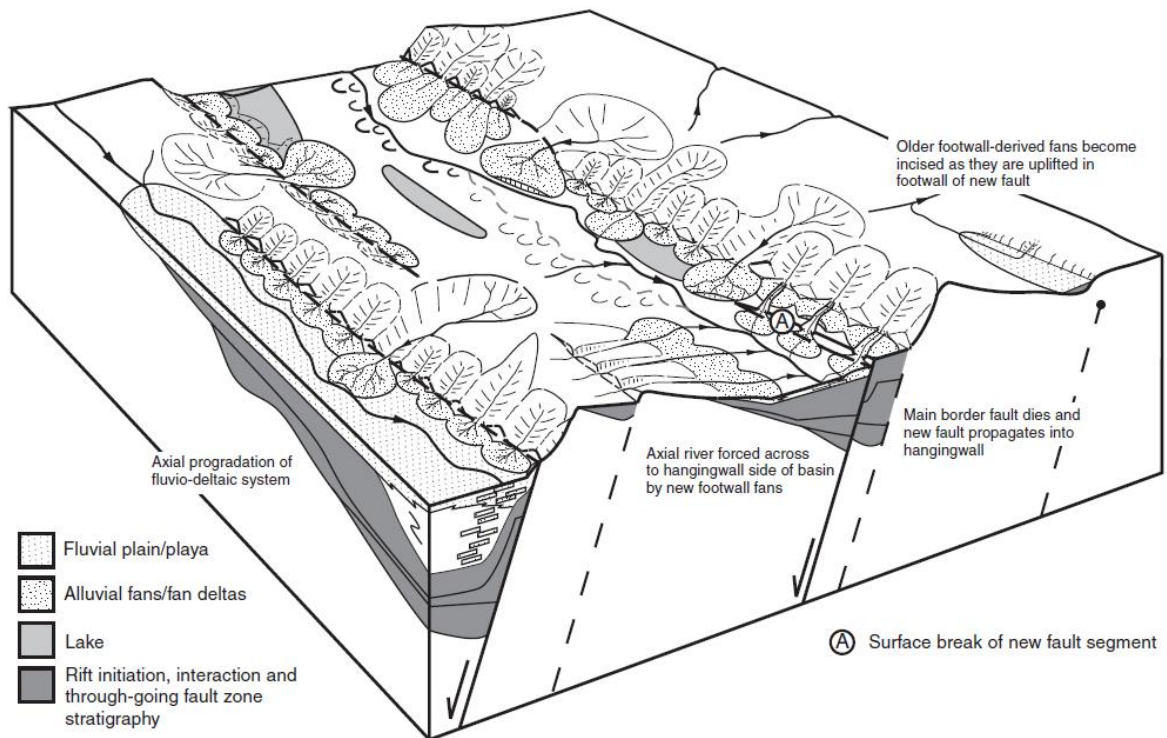


Figura 32 - Evolução tectono-sedimentar de um arranjo normal de falhas em ambientes continentais - Fase *fault death*. **Fonte:** (Gawthorpe & Leeder, 2000)

O modelo proposto por Gawthorpe & Leeder (2000) retrata de maneira detalhada a evolução estrutural, com aprofundamento da formação da borda falhada, e nos sistemas deposicionais instalados durante o rifte. O padrão evolutivo do rifte se assemelha ao padrão de preenchimento de Lambiase (1990) e Bosense (1998), no qual o rifte termina junto com o seu preenchimento sedimentar. Um ponto negativo é que, assim como Lambiase (1990), Gawthorpe & Leeder (2000) não abordam os padrões de empilhamento e a geometria interna dos principais pacotes sedimentares.

6. RESULTADOS

Quatro horizontes sísmicos considerados chaves (topo do embasamento; topo da seção sedimentar da fase pré-rifte; topo da seção sedimentar da fase rifte; e um horizonte que marca uma conspícua discordância dentro da seção rifte) para o entendimento da evolução tectônica e estratigráfica da Sub-bacia do Tucano Sul foram interpretadas em três linhas sísmicas *inlines* (SW-NE) e duas *crosslines* (NW-SE) de um volume sísmico 3D de 195 km² localizado no sudeste da Sub-bacia em questão (ver Figura 8 no item Materiais e Métodos). O caráter geológico atribuído aos horizontes sísmicos mapeados foi possível devido à amarração (*seismic-well tie*) feita com o poço 1-FMT-1-BA e discutida em detalhe no item Materiais e Métodos.

6.1. SEÇÃO SÍSMICA *INLINE* 210 (SW-NE)

A seção sísmica *inline* 210 mostrada sem interpretação na Figura 33 - *Inline* 210, de direção SW-NEA, retrata, grosso modo, apenas dois padrões de sismofácies. Uma sismofácies de caráter transparente, segundo Mitchum Jr. (1977), a qual domina a porção inferior e as porções laterais da seção sísmica, principalmente a extremidade NE da mesma. Esta particularidade será abordada mais à frente no item Discussão.

A porção central e superior da seção sísmica é dominada por sismofácies do tipo plano-paralela (Mitchum Jr., op.cit.). A maior parte dos horizontes das sismofácies plano-paralelas encontram-se inclinados com soerguimento para a porção SW. Observa-se também que nesta porção da seção sísmica tais horizontes apresentam terminações de truncamento segundo os critérios estabelecidos por Mitchum Jr. (1977) e observados no detalhe da Figura 34.

As sismofácies plano-paralelas na seção sísmica em discussão pode ser dividida em dois conjuntos: (1) um conjunto inclinado com soerguimento para a extremidade SW, descrito no parágrafo anterior; e (2) um conjunto horizontal localizado na porção superior da extremidade NE da seção sísmica. Este conjunto de sismofácies plano-paralelas apresenta refletores horizontais com terminação em *onlap* (seguindo Mitchum Jr., 1977, op.cit.) contra os horizontes sísmicos da sismofácies plano-paralela inclinada, como mostrado em detalhe na Figura 35.

O poço 1-FMT-1-BA, localizado exatamente sobre a seção sísmica discutida neste item, foi “amarrado” (*seismic-well tie*) à mesma de acordo com os princípios discutidos no

item Materiais e Métodos. É importante ressaltar que este poço atingiu o embasamento e por este motivo foi escolhido para amarração, uma vez que o horizonte que delimita o seu topo é uma importante referência para tal procedimento. Após a amarração do poço, as informações estratigráficas do mesmo, representadas no software de interpretação sísmica pelos chamados “*well tops*” foram transpostas para a seção sísmica em questão, permitindo a identificação geológica dos horizontes mapeados, considerados chaves para o entendimento da evolução tectônica e estratigráfica da área analisada, a qual será abordada mais à frente no item Discussão.

Os padrões dos horizontes sísmicos, de sismofácies e de terminações de horizontes na seção sísmica *inline* 210 permitiram a identificação de seccionamentos e deslocamentos dos mesmos, os quais são compatíveis com padrões de falhamento geológico. Tal observação e interpretação também será alvo de discussão no item apropriado.

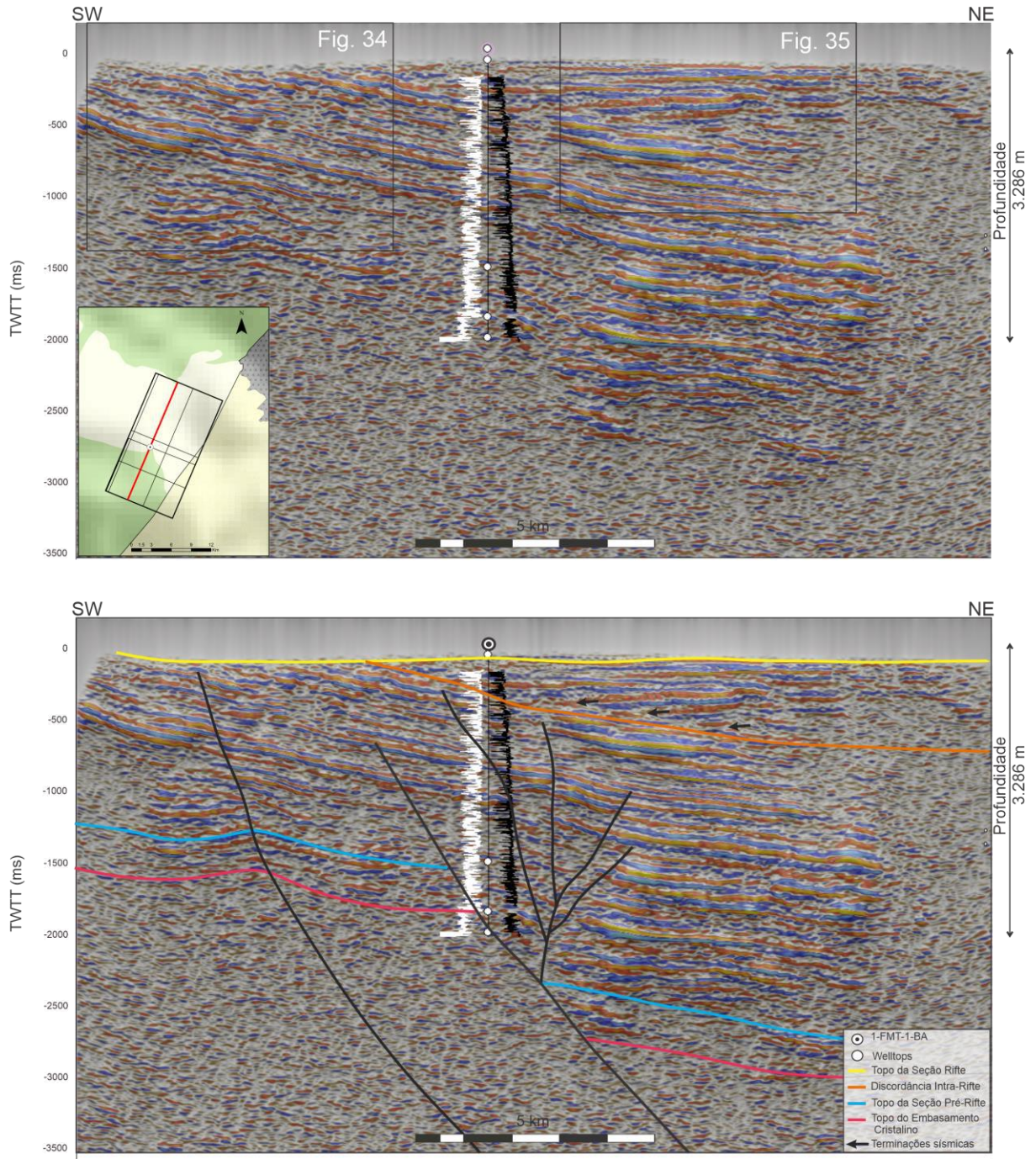


Figura 33 - In-line 210, de direção SW-NE, com amarração do poço 1-FMT-1-BA. A: seção sem interpretação em tempo. A escala vertical das seções é dada em milissegundos (ms) e está relacionada ao tempo de trânsito duplo (*Two-Way Travel Time* - TWTT). Os retângulos pretos destacam as porções da sísmica que possuem refletores com terminações em truncamento e *onlap*, ilustrados com zoom nas Figura 34 e Figura 35, respectivamente. *Inlet*: mapa de localização do volume sísmico 3D (retângulo preto), da seção sísmica *inline* 210 (linha vermelha) e da localização do poço em questão (bolinha preta e branca); B: seção interpretada. As curvas branca e preta do poço representam o *Gamma Ray* e Sônico, respectivamente. Os pontos brancos delimitam os *well tops*. **Fonte:** autor

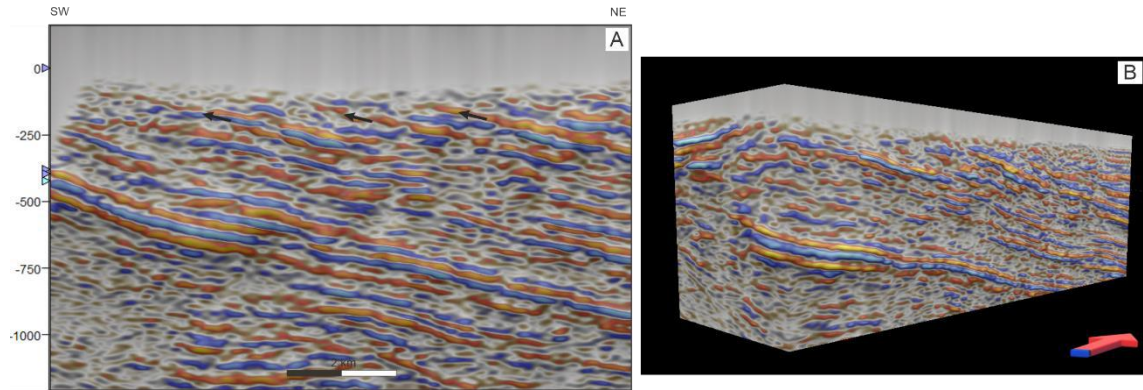


Figura 34 – Recorte da porção superior esquerda da Figura 33, destacando os refletores com terminações de truncamento. A: visada 2D; B: visada tridimensional do recorte a partir do quadrante SE. **Fonte:** autor

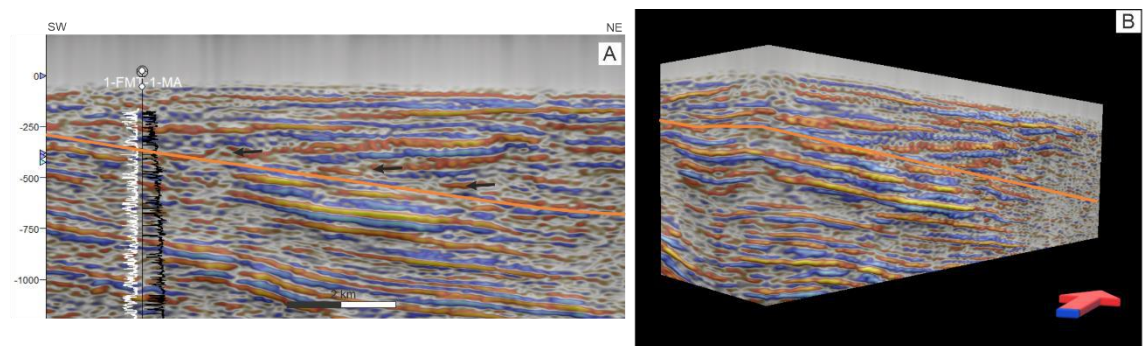


Figura 35 - Recorte da porção superior direita da Figura 33, destacando os refletores em *onlap* contra os horizontes sísmicos da sismofácies plano-paralela inclinada. A: visada 2D; B: visada tridimensional do recorte a partir do quadrante SE. **Fonte:** autor

6.2. SEÇÃO SÍSMICA COMPOSTA (*CROSSLINE 309 X INLINE 298*)

O poço 1-FMT-1-BA, amarrado à *inline* 210, também foi amarrado à *crossline* 309 que o intersecta. Da mesma forma que fora feito para a seção sísmica anterior, os *well tops* foram transpostos para a *crossline* 309, dando caráter geológico aos horizontes mapeados. É importante ressaltar que esta *crossline* intersecta todas as outras *inlines* analisadas neste trabalho, permitindo que a interpretação dos horizontes sísmicos, nucleados a partir da *inline* 210, demonstrada anteriormente, seja “exportada” para as demais seções sísmicas analisadas, conforme mostrado na Figura 36, onde se vê uma visada tridimensional do cruzamento da *crossline* 309 com a *inline* 298 com visada a partir do quadrante NE, e suas respectivas interpretações.

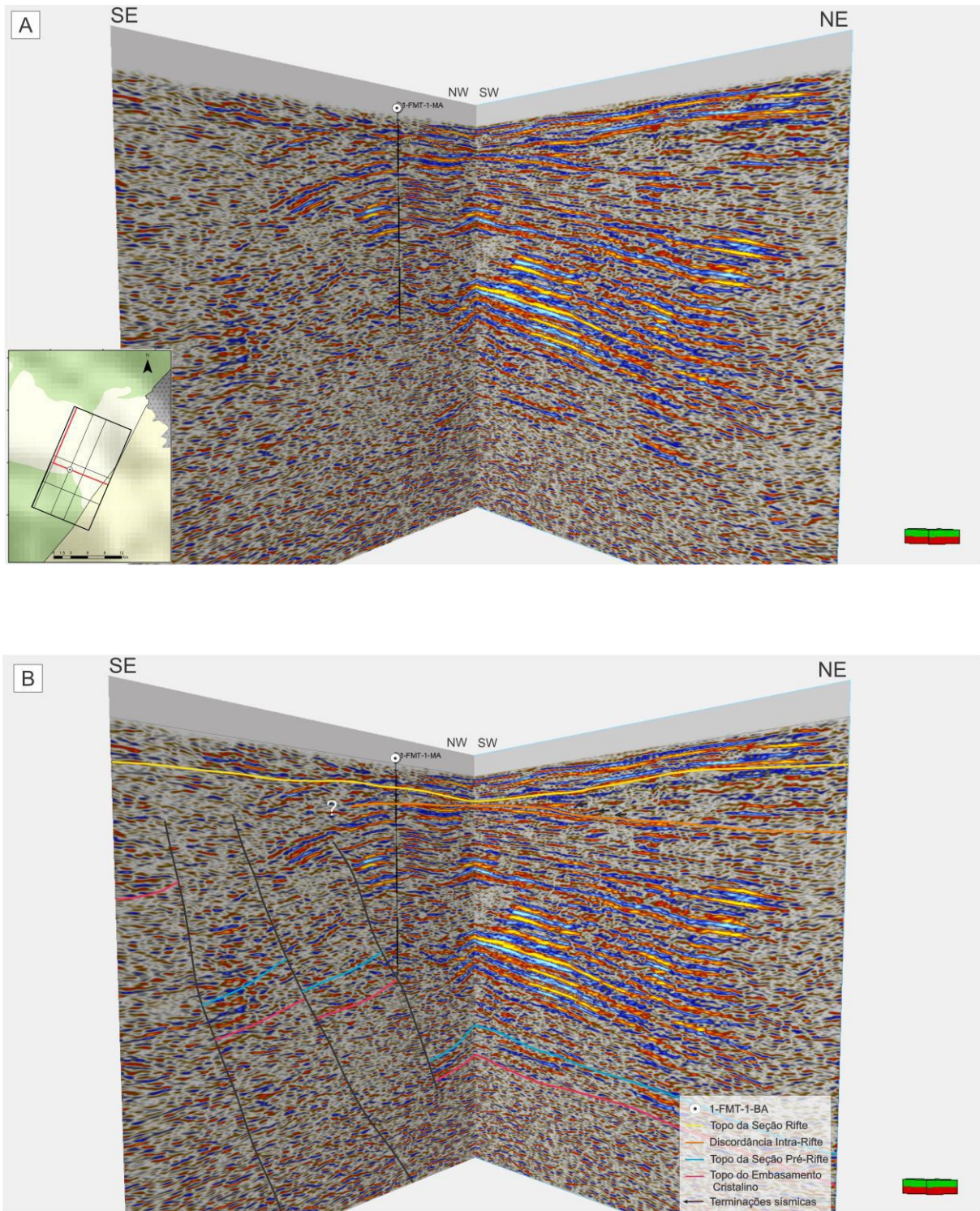


Figura 36 – Visada tridimensional, a partir do quadrante NE, do cruzamento da *inline* 298 (de direção SW-NE) com a *crossline* 309 (de direção SE-NW). A: visada tridimensional não interpretada. *Inlet*: mapa de localização do volume sísmico 3D (retângulo preto) e das seções sísmicas analisadas; *crossline* 309 e parte da *inline* 298 (linhas vermelhas); B: visada tridimensional interpretada. **Fonte:** autor

6.3. SEÇÃO SÍSMICA *INLINE* 298 (SW-NE)

Esta seção sísmica, de direção SW-NE, que tem sua porção NE mostrada na Figura 36, possui padrão de refletores muito semelhantes ao descrito na seção *inline* 210, porém, diferentemente desta, a *inline* 298 (Figura 37) mostra o horizonte interpretado como topo da seção rifte, posicionado por volta de -500 ms, muito mais evidente que na *inline* 210, (Figura 36). Apesar de delgada quando comparada com o restante da seção sísmica, é possível observar na porção acima do horizonte do topo do rifte que os refletores sísmicos possuem padrões (grosso modo) horizontais e paralelos a ondulados. Isso contrasta com o padrão dos refletores abaixo do horizonte referido, principalmente na porção SW da seção sísmica, onde é evidente o caráter inclinado dos refletores com terminações truncadas, como já demonstrado anteriormente na Figura 34.

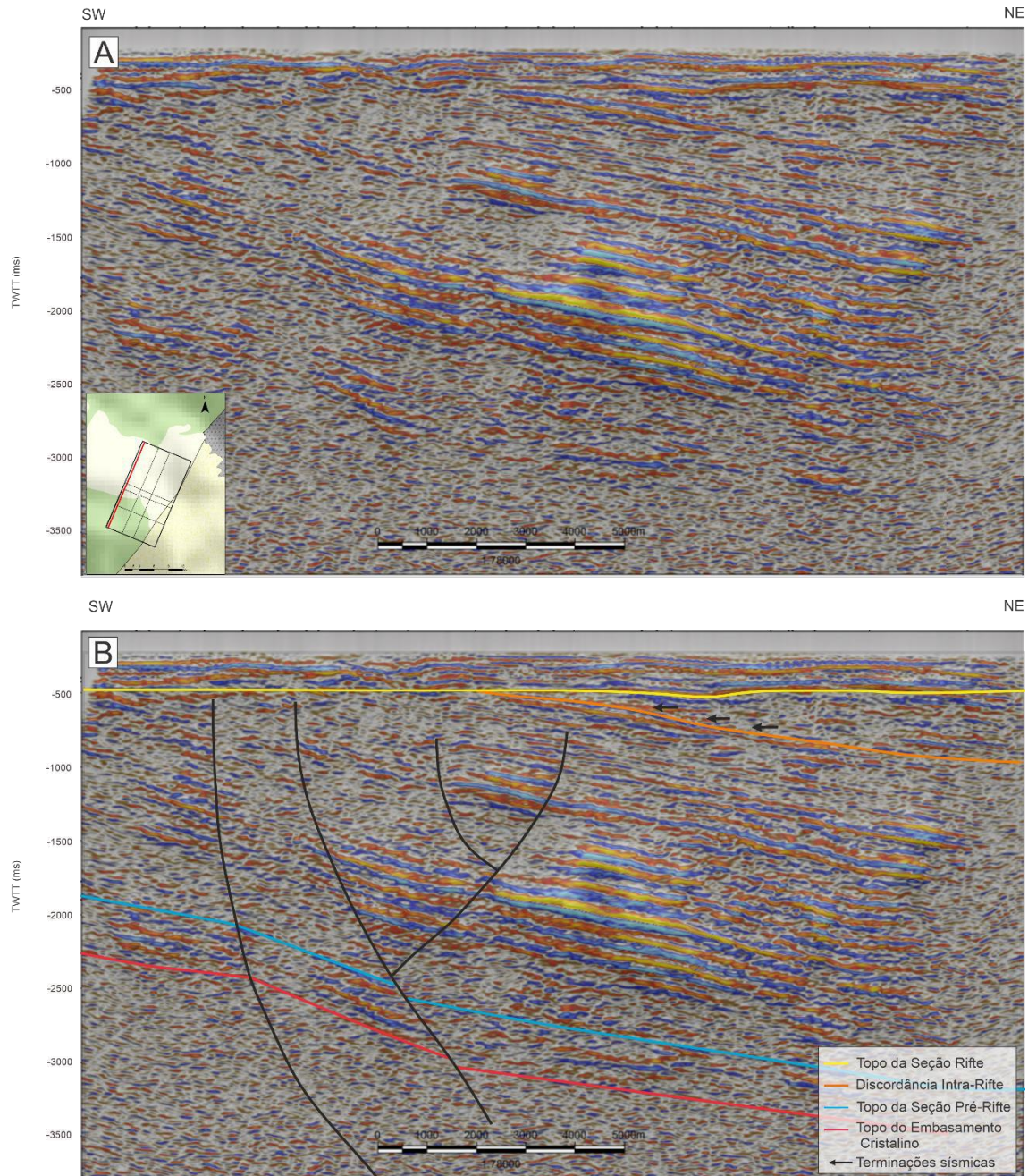


Figura 37 - *Inline* 298, de orientação SW-NE, em tempo de trânsito duplo (TWTT). A: seção sem interpretação. *Inlet*: mapa de localização do volume sísmico 3D (retângulo preto) e da seção sísmica *inline* 298 (linha vermelha); B: seção interpretada. **Fonte:** autor

6.4. SEÇÃO SÍSMICA *INLINE* 140 (SW-NE)

Na seção sísmica *inline* 140, de direção SW-NE, sem interpretação, como mostrada na Figura 38-A é possível identificar claramente, tal como na seção *inline* 210 mostrada anteriormente, as sismofácies transparentes na porção inferior da seção, porém, as sismofácies plano-paralelas não são tão características com as da seção sísmica anterior. Nesta seção, a

sismofácies plano-paralela aparece logo acima da sismofácies transparente, porém, delgada quando comparada com o restante da seção sísmica. Acima da sismofácies plano-paralela observa-se que, no geral, os refletores sísmicos são descontínuos e com suaves ondulações até muito próximo ao topo da seção sísmica. Também não foi possível identificar a superfície que na *inline* 210 separou as sismofácies plano-paralelas inclinadas e horizontais.

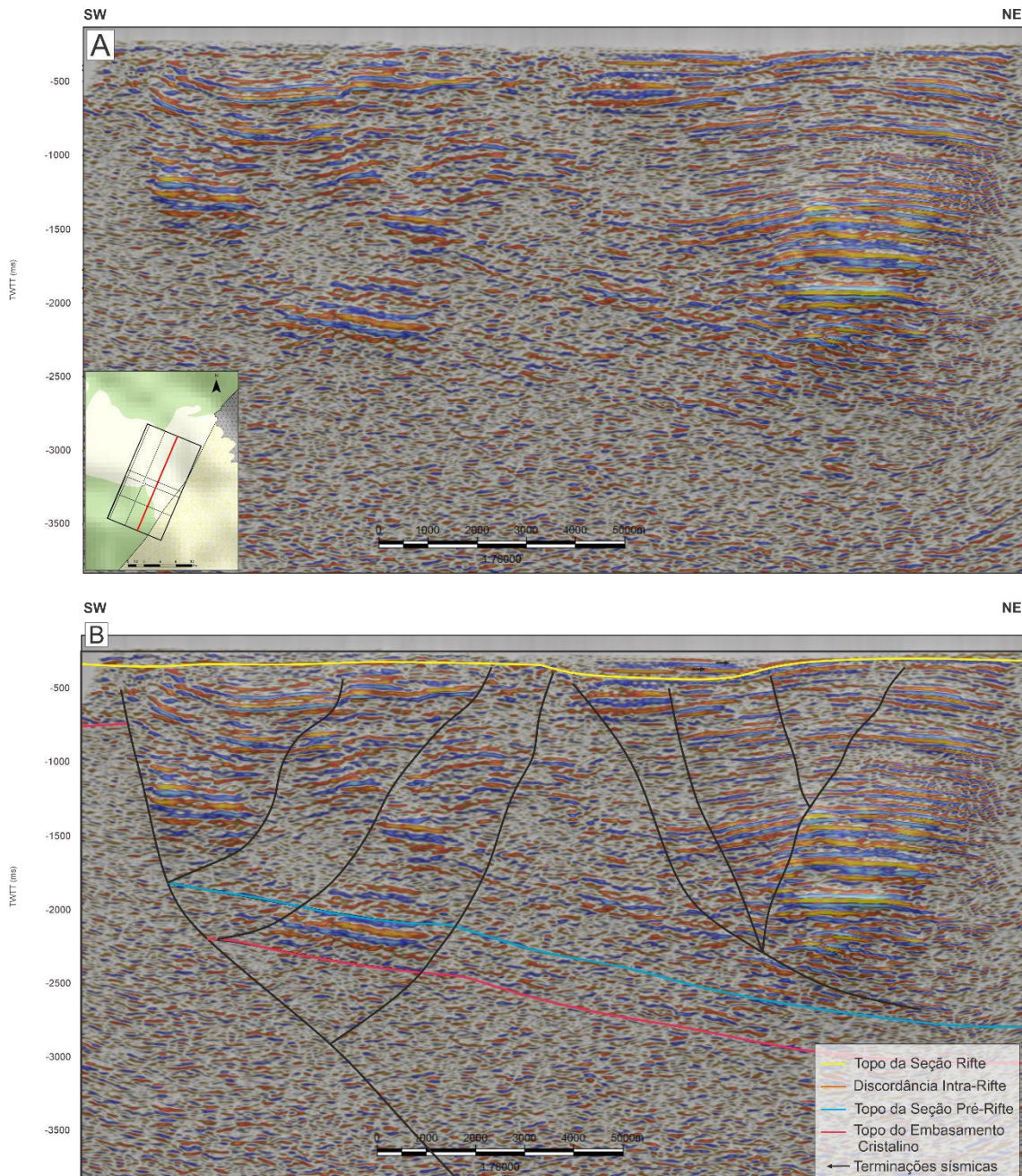


Figura 38 - *Inline* 140, de direção SW-NE, em tempo de trânsito duplo (TWTT). A: seção sem interpretação. *Inlet*: mapa de localização do volume sísmico 3D (retângulo preto) e da seção sísmica *inline* 140 (linha vermelha); B: seção interpretada. **Fonte**: autor

6.5. CORRELAÇÃO DAS *INLINES* 298, 210 E 140 (SW-NE)

Ao se analisar as *inlines* em questão de acordo com a sua disposição espacial, é possível observar que existe uma grande variação na presença de sismofácies, apesar da área de estudo ser relativamente pequena. Conforme ilustrado na Figura 39, de NW para SE, a presença da sismofácies transparente aumenta significativamente na porção basal das linhas, bem como nas laterais. O inverso ocorre com as sismofácies plano paralelas horizontais no topo das seções, visto que na *inline* 298 o seu encontro com as sismofácies plano paralelas inclinadas está situado em torno de -500 milissegundos e na *inline* 140 encontra-se em torno de 100 milissegundos. Outra observação relevante é que o conjunto de refletores plano paralelos inclinados com soerguimento para SW, presente de maneira expressiva na porção central das *inlines* 298 e 140, passa a ser representada por sismofácies onduladas e seccionadas na *inline* 140. No que se refere a presença de falhas, observa-se de NW para SE um aumento de refletores seccionados e deslocados. Falhas em flor positiva são mais claramente vistas na *inline* SE.

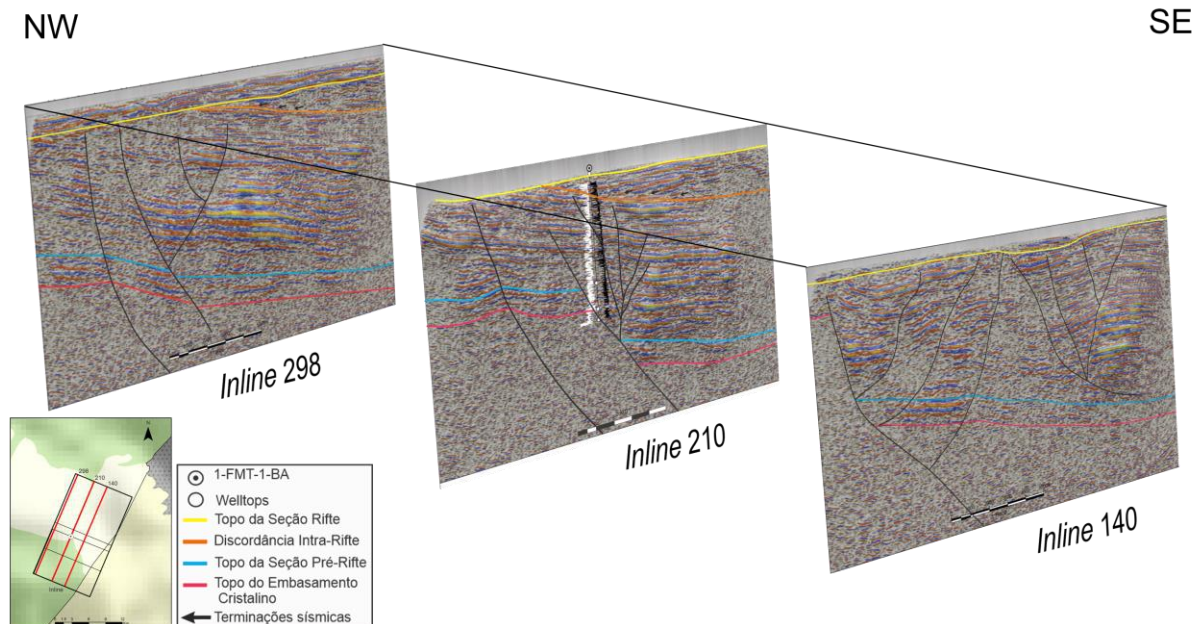


Figura 39 - Correlação das *inlines* 298, 210 e 140, de direção SW-NE, em tempo de trânsito duplo (TWTT). *Inlet*: mapa de localização do volume sísmico 3D (retângulo preto) e das seções sísmicas *inlines* 298, 210 e 140 (linhas vermelhas). **Fonte**: autor

6.6. SEÇÃO *CROSSLINE* 186 (NW-SE)

Na seção sísmica *crossline* 186, de direção NW-SE, sem interpretação, como mostrada na Figura 40-A, é possível identificar, tal como nas *inlines* mostradas anteriormente, as sismofácies transparentes na porção inferior da seção e, além disso, de maneira expressiva na porção lateral a SE. Essa particularidade será discutida no item apropriado. Nesta *crossline* não aparecem sismofácies claramente plano-paralelas, ao contrário, os refletores sísmicos são descontínuos e suavemente ondulados.

As sismofácies descontínuas e onduladas na seção sísmica em discussão podem ser divididas em quatro conjuntos: (1) um conjunto sobreposto à sismofácies transparente, apresentando refletores inclinados com soerguimento significativo para a extremidade NW; (2) um conjunto em contato lateral com a sismofácies transparente, onde observa-se refletores com padrão levemente divergente; (3) um conjunto predominante composto por refletores sísmicos com padrões (grosso modo) de leve inclinação para SE, com suaves ondulações até muito próximo ao topo da seção sísmica; e (4) um conjunto horizontal localizado na porção superior da extremidade SE da seção sísmica. Este último conjunto de sismofácies apresenta refletores horizontais com terminação em *onlap* (segundo Mitchum Jr., 1977, op.cit.) contra os horizontes sísmicos da sismofácies subjacente conforme mostrado na Figura 35. Não foi possível identificar o horizonte interpretado como topo da seção rifte.

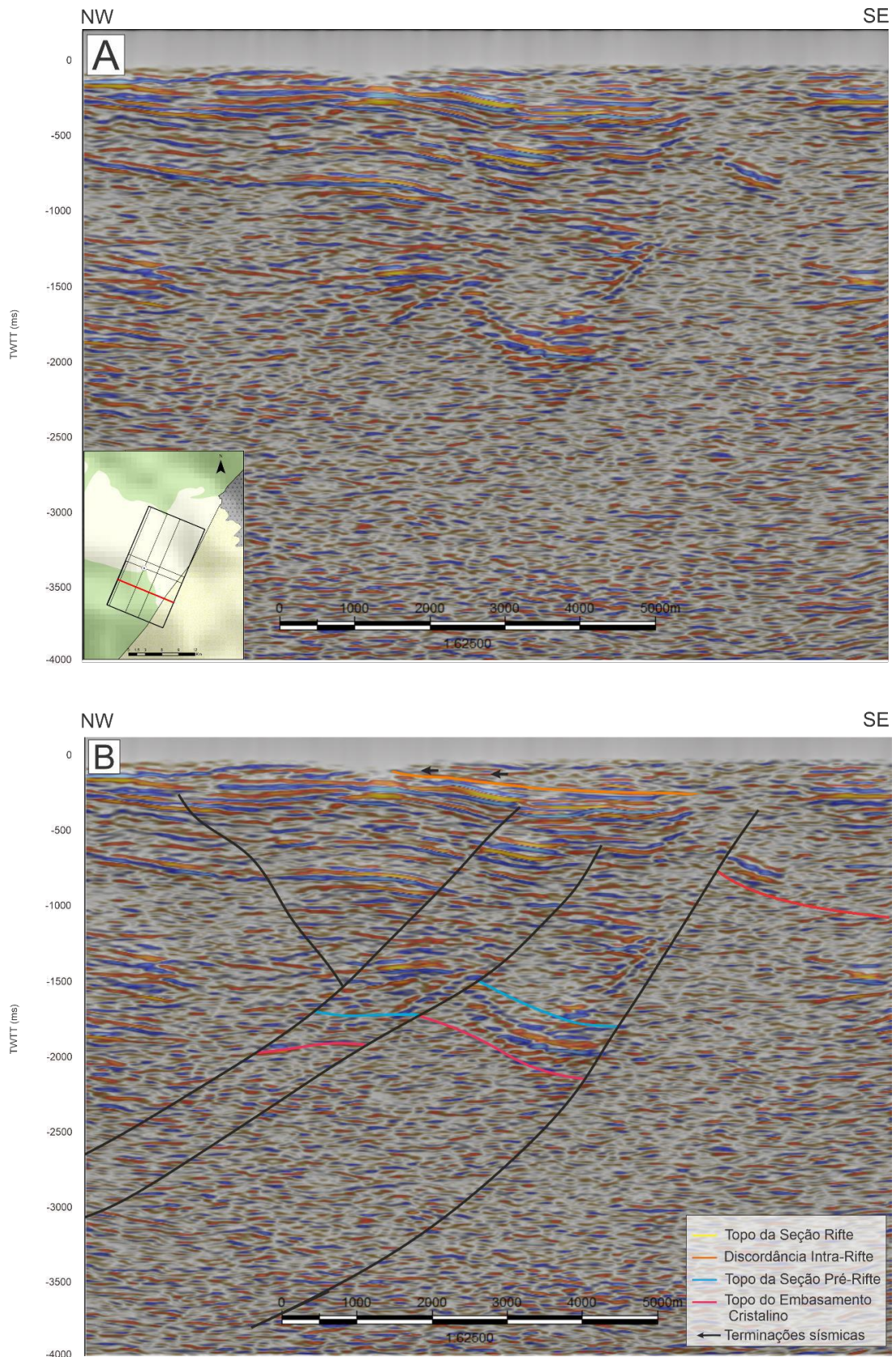


Figura 40 - Crossline 186, de direção NW-SE, em tempo de trânsito duplo (TWTT). A: seção não interpretada. *Inlet*: mapa de localização do volume sísmico 3D (retângulo preto) e da seção sísmica *crossline 186* (linha vermelha); B: seção interpretada. **Fonte**: autor

6.7. SEÇÃO CROSSLINE 350 (NW-SE)

Esta seção sísmica, de direção NW-SE, possui padrões de refletores muito semelhantes aos descritos na seção *crossline* 186, porém, diferentemente desta, a *crossline* 350 mostra o horizonte interpretado como topo da seção rifte posicionado por volta de -250 ms, conforme ilustrado na Figura 41. Apesar de delgada, é possível observar na porção acima do horizonte do topo do rifte que os refletores sísmicos possuem o mesmo padrão horizontal e ondulado, como já observado na *inline* 298, mostrada na Figura 37. Nota-se ainda que o contato com os refletores abaixo do horizonte referido apresenta o mesmo padrão de terminação truncada ilustrado na Figura 34.

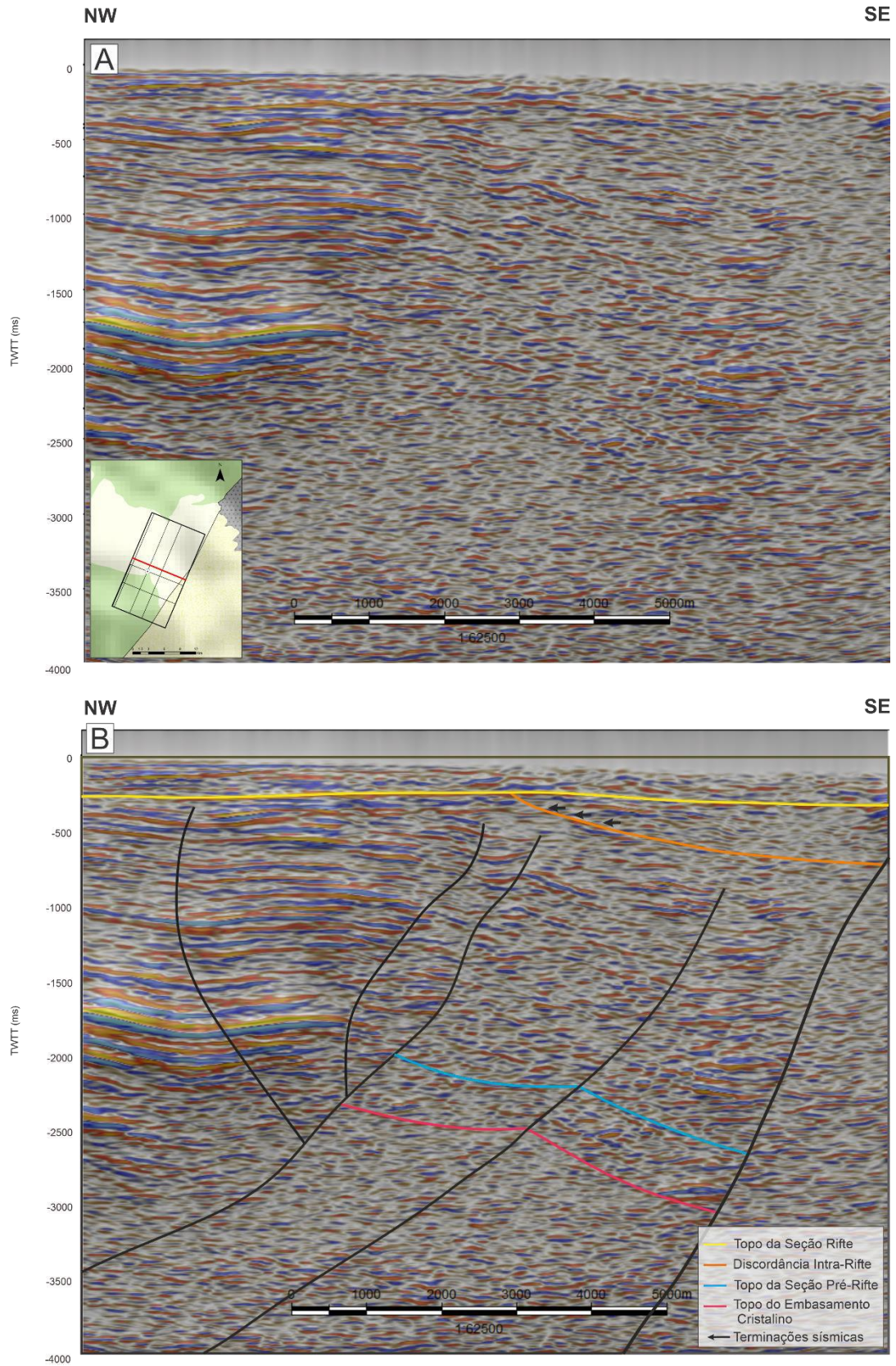


Figura 41 - Crossline 350, de direção NW-SE, em tempo de trânsito duplo (TWTT). A: seção não interpretada. *Inlet*: mapa de localização do volume sísmico 3D (retângulo preto) e da seção sísmica crossline 350 (linha vermelha); B: seção interpretada. **Fonte**: autor

7. DISCUSSÕES DOS RESULTADOS

Este trabalho buscou fazer uma interpretação da evolução tectônica da Sub-bacia de Tucano Sul e sua influência no preenchimento sedimentar da mesma. Para tanto, foram interpretados e analisados horizontes sísmicos devidamente amarrados a um poço com informações litoestratigráficas, além dos padrões de sismofácies e de terminações de refletores, como descrito no item Resultados.

A sísmica de reflexão tem sido uma poderosa ferramenta para a análise da geologia em subsuperfície, uma vez que, por princípio, considera-se que as reflexões sísmicas em bacias sedimentares representam padrões estratigráficos e estruturais, conforme discutido no item Referenciais Teóricos.

A análise dos resultados produzidos neste trabalho, feita através dos princípios teóricos usados como referências, permite a proposição de um modelo para a evolução tectônica e sedimentar da Sub-bacia de Tucano Sul mesmo sendo a área analisada uma porção relativamente pequena quando comparada com a área total da Sub-bacia.

7.1. INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DOS PADRÕES DE SISMOFÁCIES

Como descrito no item Resultados, foram interpretados três principais tipos de sismofácies, a saber:

7.1.1. Transparente

Como proposto por autores citados no item Referenciais Teóricos, principalmente Mitchum Jr. *et al.* (1977), esta sismofácies é associada aos corpos rochosos de composição mais ou menos homogênea e sem intercalações que permitam reflexões sísmicas internamente. Exemplos do tipo de corpos rochosos que podem gerar sismofácies transparentes são domos salinos e rochas ígneas e metamórficas do embasamento cristalino. No caso estudado, a sismofácies transparente foi associada ao embasamento cristalino da Sub-bacia não somente pelo seu padrão, mas também porque o poço usado como referência atingiu o embasamento no ponto em que foi interpretado como o topo da sismofácies transparente.

As seções sísmicas mostradas no item Resultados, via de regra, mostram sismofácies transparente em suas porções basais e em suas extremidades. Em relação às porções basais,

como já foi dito acima, estas sismofácies são interpretadas como embasamento. Em relação às extremidades das seções sísmicas, a presença de sismofácies transparentes pode ser associada a duas hipóteses: (a) as *crosslines* apresentam em sua porção SE a borda falhada da Sub-bacia, ilustrado nas Figura 42 e Figura 43, e; (b) as linhas sísmicas, principalmente as *inlines*, apresentam um efeito causado pela falta de “cobertura sísmica”, ou seja, ausência de reflexões sísmicas por inexistência de pontos de reflexão da onda em profundidade, conforme observa-se na porção NE da Figura 37 do item Resultados, por exemplo.

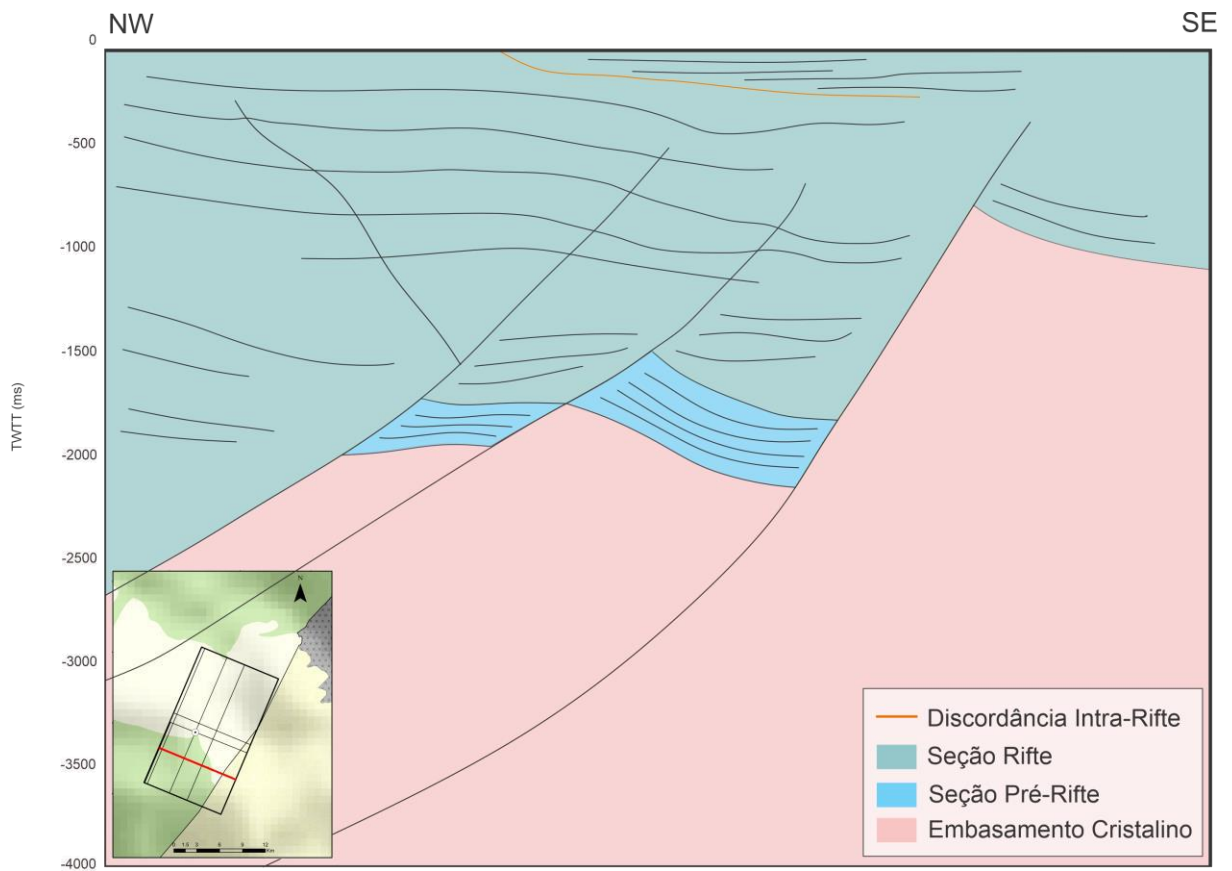


Figura 42 – Representação esquemática da *crossline* 186, de direção NW-SE, em tempo de trânsito duplo (TWTT). *Inlet*: mapa de localização do volume sísmico 3D (retângulo preto) e da seção sísmica *crossline* 186 (linha vermelha). **Fonte**: autor

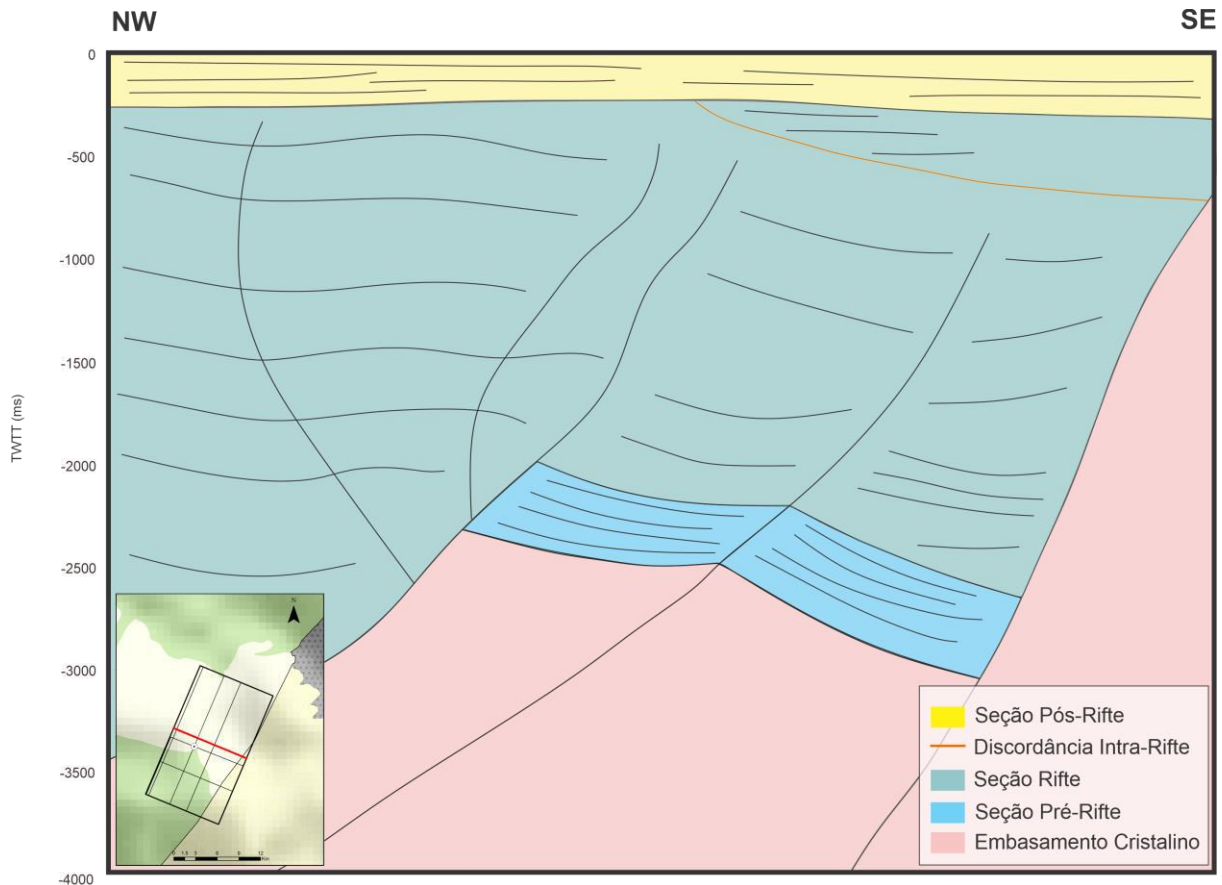


Figura 43 - Representação esquemática da *crossline* 350, de direção NW-SE, em tempo de trânsito duplo (TWTT). *Inlet*: mapa de localização do volume sísmico 3D (retângulo preto) e da seção sísmica *crossline* 350 (linha vermelha). **Fonte:** autor

7.1.2. Plano-Paralelas com Refletores Contínuos

As sismofácies plano-paralelas, com refletores contínuos, ou, em alguns casos, descontínuos, inclinadas e/ou horizontais, aparecem principalmente nas *inlines*, que são linhas sísmicas de orientação SW-NE, localizadas na porção oeste da área de estudo (Figura 44). De acordo com os critérios de interpretação geológica dos padrões de sismofácies, como reportados no item Referenciais Teóricos, este tipo de sismofácies é característico de estratos sedimentares com diferentes impedâncias acústicas, intercalados e depositados originalmente na posição horizontal. Se no presente estas sismofácies, ou seja, os estratos sedimentares que elas representam, são vistas inclinadas, porém, ainda assim, paralelas entre si e sem mostrar deformação que possa ser identificada pela resolução vertical do dado sísmico analisado, deve-se ao fato de terem sido movimentadas por esforços tectônicos de caráter vertical após suas deposições.

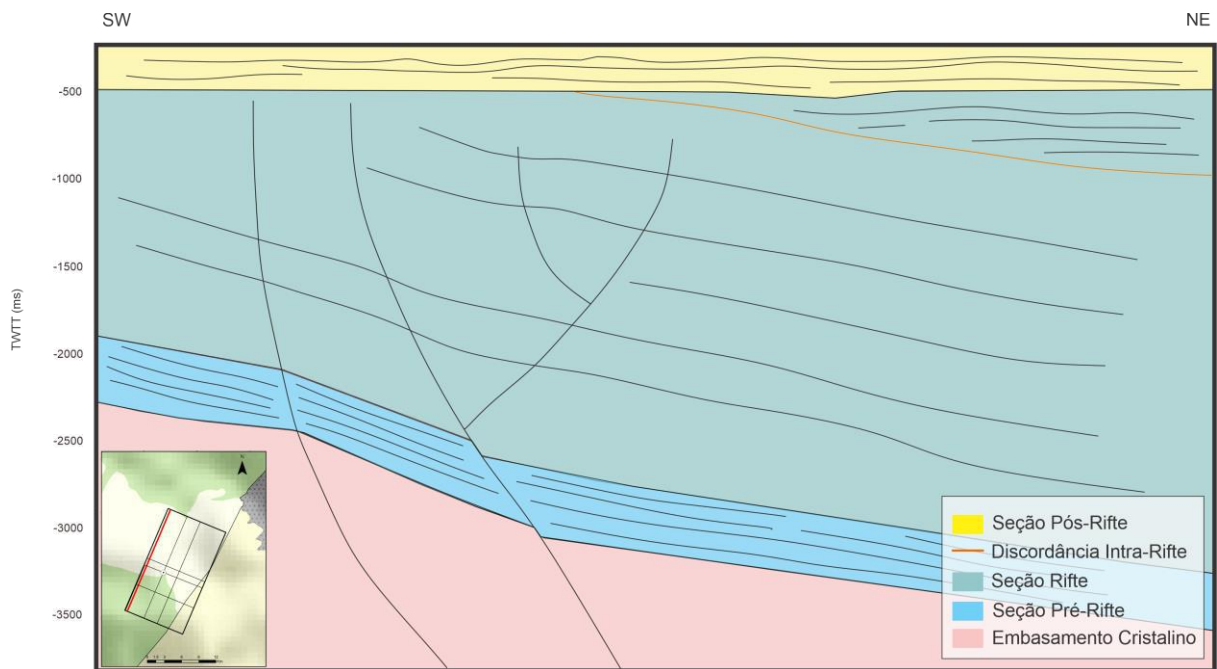


Figura 44 - Representação esquemática da *inline* 298, de direção SW-NE, em tempo de trânsito duplo (TWTT). *Inler*: mapa de localização do volume sísmico 3D (retângulo preto) e da seção sísmica *inline* 298 (linha vermelha). **Fonte**: autor

7.1.3. Onduladas com Refletores Seccionados

Segundo as referências teóricas sobre as quais este trabalho está baseado, este tipo de sismofácies pode representar a intercalação de estratos originalmente depositados em um ambiente deposicional que lhe confira este tipo de geometria ou pode ser o resultado de deformação pós-deposicional dos estratos. O contexto geológico da área de estudo levou à interpretação de que a segunda opção é a mais provável para estas sismofácies. A interpretação adotada neste trabalho é que as sismofácies onduladas e descontínuas, bem identificadas na Figura 45, representam estratos originalmente depositados paralelos entre si, mas que foram deformados por esforços tectônicos compressivos de caráter horizontal, transcorrente e seccionados por falhas.

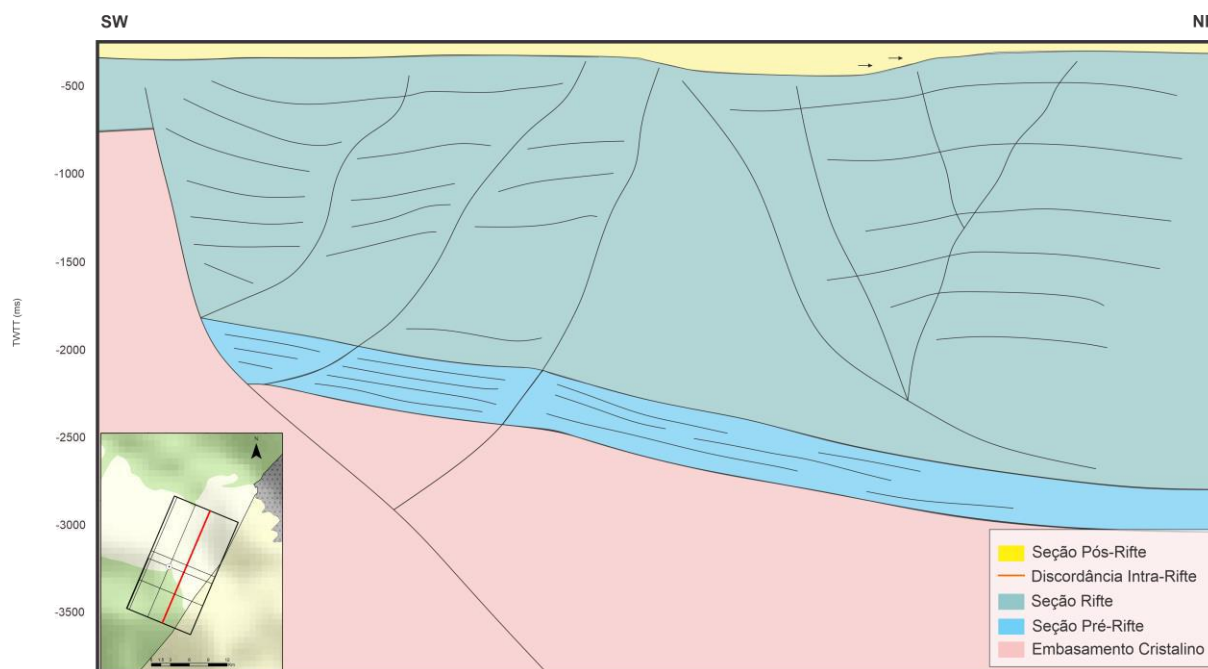


Figura 45 - Representação esquemática da *inline* 140, de direção SW-NE, em tempo de trânsito duplo (TWTT). *Inlet*: mapa de localização do volume sísmico 3D (retângulo preto) e da seção sísmica *inline* 140 (linha vermelha). **Fonte**: autor

7.2. INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DOS HORIZONTES CHAVE MAPEADOS NAS SEÇÕES SÍSMICAS

A atribuição de caráter geológico aos horizontes chave mapeados foi possível devido à amarração do poço 1-FMT-1-BA de acordo com os critérios estabelecidos no item Materiais e Métodos. Na ordem estratigráfica, estes horizontes são:

7.2.1. Topo do Embasamento

Este horizonte foi marcado levando-se em consideração as velocidades sísmicas interpretadas para a área analisada e também pela correlação do *well top* do embasamento no poço 1-FMT-1-BA, considerando o contato entre as sismofácies transparente (abaixo) e plano-paralela (acima).

Em todas as seções sísmicas analisadas observa-se que o topo do embasamento se encontra inclinado e em alguns casos seccionados, e que os horizontes sísmicos, ou seja, os estratos deposicionais, acima dele encontram-se paralelos ao mesmo. Isso força a interpretação de que a inclinação do embasamento se deu após a deposição dos estratos que os recobrem, ou seja, a deformação de caráter vertical interpretada anteriormente aconteceu após

a deposição da pilha sedimentar na qual os estratos encontram-se paralelos entre si, mas, inclinados. Se não fosse este o caso, ou seja, se o embasamento já estivesse inclinado antes da deposição da pilha sedimentar em questão, o padrão dos refletores sísmicos acima do embasamento seria horizontal com terminações em *onlap* contra o mesmo.

7.2.2. Topo da Seção Sedimentar da Fase Pré-Rifte

O horizonte sísmico referente a este topo também foi definido com base em critérios geofísicos (discutidos no item Materiais e Métodos). Esta seção sedimentar não foi atravessada pelo poço usado para a amarração, uma vez que este atravessou uma zona de falha que a deslocou (Figura 46). Em função da qualidade do dado sísmico analisado, nem sempre foi possível a identificação clara deste intervalo estratigráfico em todas as seções sísmicas, porém, onde isso foi possível observou-se o caráter plano e paralelo dos refletores sísmicos sempre paralelos ao embasamento subjacente. Em todas as seções sísmicas analisadas esta seção aparece seccionada com grande e/ou pequeno rejeito vertical.

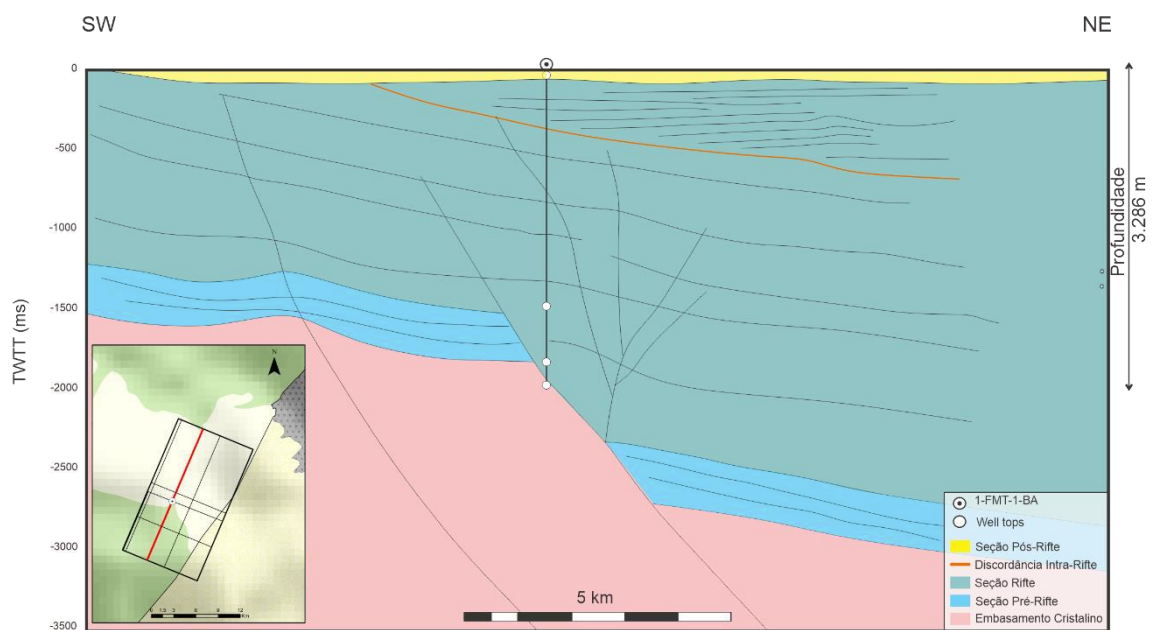


Figura 46 - Representação esquemática da *inline* 210, de direção SW-NE, em tempo de trânsito duplo (TWTT). *Inlet*: mapa de localização do volume sísmico 3D (retângulo preto) e da seção sísmica *inline* 210 (linha vermelha). **Fonte**: autor

7.2.3. Topo da Seção Sedimentar da Fase Rifte

O horizonte referente ao topo da seção sedimentar da fase rifte foi interpretado baseado nos padrões de sismofácies e de continuidade e terminação de refletores sísmicos. Como mostrado na Figura 44, uma superfície horizontal separa horizontes sísmicos inclinados e truncados, sotopostos a ela, de horizontes sísmicos paralelos a suavemente ondulados e descontínuos, sobrepostos a ela. Este padrão foi interpretado com uma discordância angular separando estratos inclinados mais velhos de estratos horizontais mais novos sobrepostos aos anteriores.

O topo da seção sedimentar dos depósitos da fase rifte é raso e por isso não é imageado em todas as seções analisadas. Também é importante ressaltar que o topo do rifte marcado na seção sísmica *inline* 210 não corresponde àquele posicionado no poço 1-FMT-1-BA, todavia, como o padrão sísmico é muito claro e evidente, principalmente nas seções sísmica *inline* 298 e *crossline* 309 (Figura 36), este foi considerado como o dado mais coerente, portanto, assumido na interpretação para a evolução tectono-estratigráfica da Sub-bacia de Tucano Sul feita neste trabalho.

7.2.4. Discordância Interna à Seção Sedimentar da Fase Rifte

As Figura 44 Figura 46 mostram de forma muito clara uma superfície inclinada que acompanha a inclinação dos refletores sísmicos planos e paralelos, portanto, estratos planos e paralelos, abaixo dela separando-os de refletores sísmicos horizontais acima da mesma com terminações em *onlap* contra ela. Com base nestas observações esta superfície foi interpretada como uma discordância angular de estratos depositados em contextos tectônicos e estratigráficos distintos.

7.3. INTERPRETAÇÃO DE FALHAS

Refletores sísmicos seccionados e deslocados verticalmente, com grandes e pequenos rejeitos foram facilmente observados em todas as seções analisadas. Estes deslocamentos foram interpretados como decorrência de falhas normais relacionadas à abertura dos grabens que definiram a Sub-bacia estudada. Tal interpretação deve-se ao fato de ser evidente o deslocamento do embasamento por tais falhas.

Mais sutis que as falhas normais descritas no parágrafo acima, são as falhas interpretadas com base somente nos padrões de descontinuidades e ondulações dos refletores internos à seção sedimentar da fase rifte. Nas linhas sísmicas *crossline* 350 e *inline* 140 observa-se que, diferentemente da *inline* 298, os estratos deposicionais, representados pelos refletores sísmicos, possuem ondulações com concavidades voltadas para cima ou para baixo, porém, mantendo o caráter paralelo entre eles. A inversão das concavidades dos refletores normalmente produz uma atenuação ou desaparecimento da amplitude do mesmo. Este fenômeno produz nas seções sísmicas determinados alinhamentos verticais que podem ser conectados e interpretados como falhas. Todavia, diferentemente das falhas normais, que possuem traçado mais ou menos linear ou levemente côncavo, o traço do plano das falhas em discussão é normalmente curvo, podendo ter trechos côncavos e trechos convexos. Estas falhas são interpretadas na literatura geocientífica como “falhas em flor”.

As falhas interpretadas como falhas em flor normalmente têm seu “caule” nucleado nas falhas normais que deram origem aos riftes. Outra observação importante sobre elas é que as mesmas não afetam a seção pós-rifte como evidenciado nas Figura 43 e Figura 45.

7.4. MODELO PARA A EVOLUÇÃO TECTÔNICO-ESTRATIGRÁFICA DA SUB-BACIA DE TUCANO SUL

No item sobre a Geologia Regional foi reportado, a partir de várias referências, que o objeto de estudo deste trabalho, ou seja, a Sub-bacia de Tucano Sul, faz parte do sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), o qual tem sua origem relacionada à tafrogenia do Neocretáceo que culminou com a ruptura continental de parte do antigo continente Gondwana, dando origem aos continentes Africano e Sulamericano. Todavia, o sistema de riftes RTJ representa um ramo abortado que não evoluiu para ruptura.

Segundo Magnavita *et al.* (1994), Costa *et al.* (2007) e Silva *et al.* (2007), as bacias sedimentares que resultaram deste processo de rifteamento possuem evolução tectono-estratigráfica muito semelhante entre si, qual seja: (1) todos os riftes são sotopostos por uma seção sedimentar prévia de idade Neojurássica e, em alguns casos, ocorre, sotoposta a estes, uma seção sedimentar de idade Paleozoica; (2) o processo de rifteamento começou no início do Eocretáceo. Segundo a carta estratigráfica de Costa *et al.* (2007), este teria começado no andar Berriasiano e abortado no início Aptiano; (3) deposição da seção sedimentar da fase pós-rifte ocorrida no final do Aptiano.

O modelo para a evolução tectono-estratigráfica da Sub-bacia de Tucano Sul proposto neste trabalho, parte deste *background* consensual e avança no sentido de propor a ocorrência de eventos tectônicos e sedimentares de mais alta frequência, internos a estas fases bem conhecidas das bacias do sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá.

A análise do dado sísmico devidamente correlacionado aos dados de poço, como discutido anteriormente, permitiu a individualização das fases pré, sin e pós rifte como proposto na literatura. A fase pré-rifte foi interpretada como sendo aquela representada por sismofácies plano-paralelas com refletores de baixa amplitude que aparece acima do embasamento e é seccionada por falhas normais da mesma forma que o embasamento.

A fase sinrifte, ou simplesmente rifte, é representada por 3 padrões de sismofácies: (1) refletores plano-paralelos, de moderada a alta amplitude, contínuos e inclinados; (2) refletores suavemente ondulados, de moderada a alta amplitude, descontínuos e inclinados; (3) refletores plano-paralelos, de moderada a baixa amplitude, descontínuos e horizontais. A fase rifte também foi caracterizada no dado sísmico analisado por conter estruturas interpretadas como falhas em flor. Outra feição tectono-estratigráfica marcante na seção sedimentar da fase rifte é a discordância angular observada próxima ao topo da mesma a qual aparece, em algumas seções sísmicas seccionadas pelas falhas em flor.

A fase pós-rifte é representada por sismofácies com refletores de moderada a baixa amplitude, paralelos e descontínuos. Não foi observado a extensão das falhas em flor nesta seção estratigráfica.

Com base nestas interpretações, é possível responder ao primeiro questionamento realizado no início do presente trabalho: O modelo proposto para a evolução tectônica e estratigráfica da bacia em questão por Costa *et al.* (2007) na carta estratigráfica da mesma é suportado pela interpretação de dados sísmicos? Sim, a interpretação dos padrões de estaqueamento de sismofácies permitiu identificar as fases clássicas, pré-rifte, rifte e pós-rifte, descritas na carta estratigráfica em questão.

Em relação à segunda questão, acerca da possibilidade de se fazer um detalhamento ainda maior do que aquele proposto na supracitada carta, a resposta também é sim. A partir da análise dos horizontes identificados, propõe-se que a fase rifte da Sub-bacia de Tucano Sul, na área analisada neste trabalho, tenha sido submetida a pelo menos, dois pulsos tectônicos distintos: (1) a abertura inicial do rifte, a qual permitiu a deposição da maior parte de sua seção sedimentar representada pelo primeiro e pelo segundo conjunto de sismofácies descritos nos parágrafos anteriores; (2) soergimento da porção sudoeste a área estudada com deslocamento do depocentro para nordeste da área estudada. O momento de ocorrência deste

soerguimento é marcado pela discordância angular descrita acima e o pulso tectônico que a gerou não se encontra descrito na carta estratigráfica, sendo esta, contribuição do presente trabalho. Contudo, a inexistência de informações biocronoestratigráficas no poço usado para amarração sísmica impede a datação deste evento tectônico.

Outro ponto relevante foi a identificação de falhas em flor cortando toda a seção rifte, inclusive a discordância angular interna a esta, mas, não atingindo a seção pós-rifte, permitindo a interpretação de que a área analisada sofreu esforços tectônicos transcorrentes após o final da fase rifte, porém, antes do início da fase pós-rifte. Como o padrão de ondulação dos refletores sísmicos nas falhas em flor é bastante suave, pode-se inferir que estes esforços transcorrentes não foram muito intensos.

De acordo com a carta estratigráfica de Costa *et al.* (2007), entre o final da fase rifte e o início da fase pós-rifte existe um hiato de aproximadamente 10 milhões de anos. É sabido, a partir dos princípios da Geodinâmica (McKenzie, 1978) que a subsidência termal pós-*breakup* ou “pós-aborto” de um rifte tem início imediatamente após a cessação dos esforços distensionais, portanto, o esperado é que não haja um hiato muito grande entre o final do rifte e o início do pós-rifte, como o que ocorre no caso da Sub-bacia em discussão. Apesar disso, o autor não oferece uma explicação para este hiato. A interpretação proposta neste trabalho, de uma tectônica transcorrente imediatamente após o término da fase rifte, oferece uma explicação coerente para a ocorrência de um hiato da ordem de 10 milhões de anos, qual seja, por ter um caráter compressivo, a tectônica transcorrente teria elevado a área analisada acima do nível de base, expondo-a à peneplanização. Desta forma, o hiato seria decorrente de erosão ao invés de não-deposição. Cessados os esforços da breve tectônica transcorrente, a área teria sido afetada pela subsidência termal “pós-aborto” do rifte ainda em curso, permitindo, assim, a deposição da seção sedimentar da fase pós-rifte.

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A análise de dados sísmicos e de poços de uma área localizada na porção leste da Sub-bacia de Tucano Sul feita neste trabalho permitiu as seguintes inferências sobre a evolução tectônica e estratigráfica desta Sub-bacia:

1- Dois pulsos tectônicos foram identificados na fase rifte de Tucano Sul. A inexistência de dados referentes a datações nos poços analisados não permite precisar o intervalo de tempo referente a cada um dos pulsos identificados. Porém, como a discordância que marca o limite entre os dois pulsos está localizada na porção superior da seção sedimentar da fase rifte, a qual termina no Aptiano Inferior, é possível propor a hipótese de que o segundo pulso tectônico tenha ocorrido durante o Barremiano;

2- Após o final da fase rifte a Sub-bacia de Tucano Sul foi submetida a esforços tectônicos compressivos de caráter transcorrentes tênues;

3- Os efeitos da tectônica transcorrente, apesar de tênues, foram suficientes para manter a área da Sub-bacia do Tucano Sul acima do nível de base por aproximadamente 10 milhões de anos (hiato entre o final da fase rifte e início da deposição da fase pós-rifte mostrado na carta estratigráfica da Sub-bacia). A consequência deste evento foi a peneplanização do relevo com desenvolvimento de uma discordância regional (identificada em sísmica) entre as fases rifte e pós-rifte.

4- Deposição da fase pós-rifte no Neoaptiano. Propõe-se a hipótese de que isso se deu em decorrência da preponderância dos efeitos da subsidência termal “pós-aborto” do rifte sobre a tectônica compressiva transcorrente que deixou de atuar. Isto é evidenciado em dados sísmicos uma vez que se observa que as falhas em flor não afetaram a seção sedimentar da fase pós-rifte.

Por fim, recomenda-se o estudo geocronológico dos dados dos poços presentes na área de estudo visando a determinação da idade do pulso tectônico que gerou a discordância identificada neste trabalho. Um maior entendimento deste evento seria fundamental para a compreensão de sua influência na evolução tectono-estratigráfica da Sub-bacia de Tucano Sul.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARAGÃO, M.A.N.F. & Peraro, A.A. Elementos estruturais do rifte Tucano/Jatobá. In: SIMP. CRET. BRASIL, 3, Rio Claro, *Boletim*, p. 161-164. 1994.

BOSENCE, D.W.J. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea - Gulf of Aden*. Chapman & Hall, London, p. 9-25. 1998.

BUENO, G. V. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 12, p. 203-229. 2004.

BUENO, G. V. *Discordância pré-Aratu: marco tectono-isotópico no rifte afro-brasileiro*. 2 v. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

BULHÕES, Élvio M. and AMORIM, Wander Nogueira de. Princípio da Sismo Camada Elementar e sua aplicação à Técnica Volume de Amplitudes (tecVA). *9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF*. Salvador, Bahia, Brazil, p. 11-14 September 2005. <https://doi.org/10.1190/sbgf2005-275>

CAIXETA, J. M.; BUENO, G. V.; MAGNAVITA, L. V.; FEIJÓ, F. J. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 163-172, jan./mar. 1994.

CASTRO JR., A.C.M. The northeast Brazil and Gabon basins: A double rifting system associated with multiple detachment surfaces. *Tectonics*, v. 6, p. 727-738. 1987.

DESTRO, N. Release fault: a variety of cross fault in linked extensional fault systems in the Sergipe-Alagoas Basin, *NE Brazil. J. Struct. Geol.*, v. 17(5), p. 615-629. 1995.

DEWEY, J.F. Lithospheric stress, deformation and tectonic cycles: the disruption of Pangea and the closure of Tethys. *Geological Society of London Special Publication*, v.37, p. 23-40. 1988.

EMERY, D. and MYERS, K.J. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, p. 297. 1996. <http://dx.doi.org/10.1002/9781444313710>

FRANÇOLIN, J.B.L. & SZATMARI, P. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 17, p. 196-207. 1987.

GARDNER, G.H.F.; GARDNER L.W.; GREGORY A.R.. Formation velocity and density -- the diagnostic basics for stratigraphic traps". *Geophysics*. 39:77080. 1974. [doi:10.1190/1.1440465](https://doi.org/10.1190/1.1440465).

GAWTHORPE, R. L.; LEEDER, M. R. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, v. 12, p. 195-218, 2000.

GHOLAMY, A.; Kreinovich, V. Why Ricker wavelets are successful in processing seismic data: Towards a theoretical explanation. *2014 IEEE Symposium on Computational Intelligence for Engineering Solutions (CIES)*. 2014, p. 11-16, [doi: 10.1109/CIES.2014.7011824](https://doi.org/10.1109/CIES.2014.7011824).

GORDON, Andres; DESTRO, Nivaldo; and HEILBRON, Monica. The Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift and Associated Atlantic Continental Margin Basins. Springer International Publishing Switzerland. *São Francisco Craton, Eastern Brazil, Regional Geology Reviews*. 2017. [doi:10.1007/978-3-319-01715-0_9](https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_9)

KUCHLE, Juliano; SCHERER, Claiton Marlon dos Santos. Stratigraphic Characterization of Rift Basins Based on Stacking. Patterns And Their Genetic Significance. *Marine and Petroleum Geology*. 2010.

MAGNAVITA, L.P. & CUPERTINO, J.A. Concepção atual sobre as Bacias do Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. *Bol. Geoc. Petrobras*, v. 2, p. 119-134. 1987.

MAGNAVITA, L.P. *Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil*. Universidade de Oxford, Tese de Doutorado, p. 493, 1992.

MAGNAVITA, L.P.; DAVISON, I.; KUZNIR, N.J. Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. *Tectonics*, v. 13(2), p. 367-388. 1994.

MCKENZIE, D. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters*, v. 40, p. 25 - 32, 1978. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X78900717?via%3Dihub>

MILANI, E.J. & DAVISON, I. Basement control, and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, v. 18, p. 41-70. 1988.

MILANI, E.J. Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil. *Ciência-Técnica-Petróleo*. Seção: Exploração de Petróleo v. 18, p. 61. 1987.

MILANI, E.J. Tectônica cisalhante na evolução do rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá. *Rev. Bras. Geoc*, v. 15(4), p. 287-292. 1985.

MILANI, E.J.; LANA, M.C.; SZATMARI, P. Mesozoic rift basins around the northeast Brazilian microplate (Recôncavo-Tucano-Jatobá, Sergipe-Alagoas). In: MANZPEIZER, W. (ed.) *Triassic-Jurassic rifting: Continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins*. Amsterdam, Elsevier, p. 833-858. 1988.

MITCHUM JR, R. M.; VAIL, P. R.; SANGREE, J. B. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. In: PAYTON C. E. (Ed.) *Seismic Stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir, n. 26. p. 117-133, 1977.

R. M. MITCHUM, JR.; P. R. VAIL; J. B. SANGREE. *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences*. 1977. doi: <https://doi.org/10.1306/M26490C8>

RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobras, p. 415. 1990.

SANTOS, C.F. dos; CUPERTINO, J.A.; BRAGA, J.A.E. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: GABAGLIA, G.P.R. & MILANI, E.J. (eds.) *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Petrobras: Rio de Janeiro. p. 235-266. 1990.

SENGOR, A.M.C.; BURKE, K. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, v.5, p. 419-421. 1978.

SIMM, R., & BACON, M. *Seismic Amplitude*. Cambridge: Cambridge University Press. 2014.

Apêndice A – Poço 1-FMT-0001-BA com valores de TTI calculados durante amarração de poço nos softwares *Petrel/Techlog*

