

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

SAMUEL APARECIDO DA SILVA CORREA

**ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS E CRONOESTRATIGRAFIA
SÍSMICA DA PORÇÃO CENTRAL DA BACIA DE PELOTAS, BRASIL**

**CAÇAPAVA DO SUL
2016**

SAMUEL APARECIDO DA SILVA CORREA

**ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS E CRONOESTRATIGRAFIA
SÍSMICA DA PORÇÃO CENTRAL DA BACIA DE PELOTAS, BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Curso de Geologia da Universidade Federal
do Pampa, como requisito parcial para
obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Felipe Guadagin

Coorientador: Prof. Dr. Felipe Caron

**CAÇAPAVA DO SUL
2016**

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos
pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do
Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais).

C193e Correa, Samuel Aparecido da Silva

ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS E CRONOESTRATIGRAFIA SÍSMICA DA
PORÇÃO CENTRAL DA BACIA DE PELOTAS, BRASIL / Samuel Aparecido da Silva
Correa.

99 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Pampa,
GEOLOGIA, 2016.

"Orientação: Felipe Guadagnin".

1. Estratigrafia de Sequências. 2. Cronoestratigrafia. 3. Diagrama Wheeler 2D. 4. Bacia
de Pelotas. I. Título.

SAMUEL APARECIDO DA SILVA CORREA

**ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS E CRONOESTRATIGRAFIA
SÍSMICA DA PORÇÃO CENTRAL DA BACIA DE PELOTAS, BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 12 de dezembro de 2016.

Banca examinadora:

Prof. Dr. Felipe Guadagnin
Orientador
UNIPAMPA

Prof. Dr. Marcus Vinicius Aparecido Gomes de Lima
UNIPAMPA

Prof. Dr. Everton Frigo
UNIPAMPA

Esta monografia é dedicada aos meus pais Mauricélia e Adilson que sempre me amaram incondicionalmente. Ao meu amado irmão Saulo, meu eterno agradecimento.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a *Deus* que sempre me inspirou e edificou minha sabedoria.

Aos meus pais, Mauricélia e Adilson, que sempre me apoiaram em todos os momentos da minha vida, e que certamente, continuarão a me apoiar para todo o sempre.

Aos meus amados irmãos, Saulo e Eduardo, por todo o carinho e respeito.

A minha amada avó, Aurea, pela sua generosidade e afeto.

Agradeço ao meu grande amor Sara, que sempre partilhou comigo muitos momentos felizes durante a graduação, além de festas, viagens e demais momentos inesquecíveis que vivemos juntos.

Aos meus grandes amigos de infância, Marcus, Israel e Leandro Guilherme, que sempre torceram pelo meu sucesso e sempre quiseram aprender mais sobre a Geologia.

Aos meus orientadores, Felipe Guadagnin e Felipe Caron, que aceitaram prontamente o desafio deste trabalho, e pela sua dedicação e ensinamentos transmitidos.

A todos os colegas e amigos do curso de Geologia pela caminhada e companheirismo ao longo desses cinco anos, em especial Paula, Débora, Alexandre, Bruno, Gleice, Bruno, Rafa e Jéssica Godoy.

Aos meus grandes amigos da República NASA, Artur, Vinicius, Thiago e Saulo, pelas boas conversas e conhecimentos partilhados enquanto degustávamos um bom cachimbo.

Agradeço aos amigos do LASG, especialmente ao Guilherme, Maiara e Bruno pelos diálogos e incontáveis mates partilhados durante o término deste trabalho.

Agradeço ao LASG e o GPGS pela infraestrutura gentilmente cedida para a realização deste trabalho.

A UNIPAMPA que me acolheu, e apesar das dificuldades, proporcionou minha chega até aqui.

A ANP agradeço pelo fomento a este trabalho.

*“A mente que se abre a uma nova ideia jamais
voltará a seu tamanho original”.*

Albert Einstein

RESUMO

A partir do Neocomiano, bacias do tipo *rifte* foram originadas durante o processo de abertura continental que fragmentou o Supercontinente Gondwana. Nesse contexto, desenvolveu-se a Bacia de Pelotas no extremo sul da Margem Continental Brasileira, sendo precursora das demais bacias localizadas a nordeste. Instalando-se parte sobre a crosta continental e parte sobre a crosta oceânica, foi preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas deste o Mesozoico até o Recente, recebendo uma espessa sequência de sedimentos, que inclui, principalmente, folhelhos e arenitos, e subordinadamente, carbonatos, conglomerados e rochas basálticas extrusivas. A Estratigrafia de Sequências, alvo do escopo deste trabalho, é o ramo da estratigrafia que se dedica ao entendimento do arcabouço estratigráfico de bacias sedimentares por meio da análise da resposta sedimentar às mudanças do nível de base, e das tendências deposicionais que emergem da relação entre o espaço de acomodação e do aporte sedimentar. Para isto foi utilizado o *software* Opendtect Pro® (versão licença acadêmica) que permite o processamento, análise e visualização sísmica de uma bacia sedimentar em um fluxo de trabalho cognoscível. O dado sísmico de uma linha localizada na porção central da Bacia de Pelotas forneceu a base para a interpretação e hierarquização das sequências para essa bacia. Utilizou-se como base para a interpretação sísmica os horizontes anteriormente descritos e bioestratigraficamente já calibrados disponíveis na literatura para essa bacia. A partir da análise da seção foi possível reconhecer e hierarquizar as sequências da Bacia de Pelotas a um nível maior de detalhe, ainda não observado para esta bacia, sendo construída a partir desses resultados uma carta dentro do arcabouço cronoestratigráfico para a Bacia de Pelotas.

Palavras-Chave: Estratigrafia de Sequências, Cronoestratigrafia, Bacia de Pelotas.

ABSTRACT

From the Neocomian, rift-type basins originated during the process of continental opening that fragmented the Gondwana Supercontinent. In this context, the Pelotas Basin was developed in the southern end of the Brazilian Continental Margin, being precursor of the other basins located to the northeast. A part of the continental crust and part of the oceanic crust was filled by sedimentary and volcanic rocks from the Mesozoic to the Late, receiving a thick sequence of sediments which mainly includes shales and sandstones and, Conglomerates and extrusive basaltic rocks. Sequence Stratigraphy, the scope of this work, is the branch of stratigraphy that is dedicated to understanding the stratigraphic framework of sedimentary basins by analyzing the sedimentary response to changes in the baseline level and the depositional tendencies that emerge from the relationship between The space of accommodation and the sedimentary contribution. For this, the Opendtect Pro® software (academic license version) was used to allow the processing, analysis and visualization of a sedimentary basin in a knowable workflow. The seismic data from a line located in the central portion of the Pelotas Basin provided the basis for the interpretation and hierarchy of the sequences for this basin. The horizons previously described and biostratigraphically calibrated available in the literature for this basin were used as the basis for the seismic interpretation. From the analysis of the section it was possible to recognize and hierarchize the sequences of the Pelotas Basin at a higher level of detail, not yet observed for this basin, and from these results a chart was built within the chronostratigraphic framework for the Pelotas Basin.

Keywords: Sequence Stratigraphy, Chronostratigraphy, Pelotas Basin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Localização da Bacia de Pelotas e da linha sísmica utilizada. Em (A) é mostrada a localização da Figura 1B no contexto da América do Sul. Em (B) é mostrada a localização da Bacia de Pelotas no contexto da margem continental brasileira.	3
Figura 2 - Modelo evolutivo geodinâmico das bacias da margem continental leste brasileira. É mostrado em (A) o estágio pré-rifte; (B) o estágio sin-rifte; (C) o estágio transicional, e (D) e (E) o estágio pós-rifte, respectivamente.	7
Figura 3 – Em (A), é mostrada a seção transversal esquemática e os estágios evolutivos da margem divergente brasileira; e (B) a seção transversal da Bacia de Pelotas, com falhamentos normais incipientes, e ausência do estágio transicional (evaporitos Aptianos).....	8
Figura 4 - Esquema da provável evolução estratigráfica e estrutural das zonas de charneira da Bacia de Pelotas. Em (A) é mostrado o embasamento cristalino sub-horizontalizado da bacia; em (B) se dá a formação da primeira zona de charneira de idade Paleocênica, e mais distante da linha de costa; e (C) a formação da segunda zona de charneira de idade Albo-Aptiana, mais rasa e mais próxima à linha de costa.	9
Figura 5 – Controles alogênicos da sedimentação, e sua relação com a energia de fluxo, aporte sedimentar, acomodação e tendências deposicionais.	14
Figura 6– Diagrama da relação entre o fluxo de energia, suprimento sedimentar, nível de base e acomodação em um ambiente costeiro não afetado por subsidência ou pela mudança do nível do mar. Em (A), o balanço sedimentar está em equilíbrio com a energia das ondas. Neste caso, todo o sedimento ultrapassa a área e o nível de base é sobreposto ao fundo do mar, restando em acomodação zero; em (B), o suprimento sedimentar ultrapassa o nível de energia das ondas. Neste caso, ocorre a agradação e progradação dos sedimentos e o nível de base está acima do nível do mar e a acomodação é positiva; e em (C), o suprimento sedimentar é superado pela energia das ondas. Neste caso, ocorre a erosão do litoral e do fundo do mar, o nível de base está abaixo do fundo do mar e a acomodação é negativa.	15
Figura 7 – Ilustração esquemática da acomodação em relação ao nível de base, gerada pela inter-relação entre a eustasia (ascensão e queda) e a tectônica (soerguimento e subsidência). 16	16
Figura 8 – Ilustração do conceito de nível de base, definido com o mais baixo nível de denudação continental.	17
Figura 9 – Perfil de equilíbrio fluvial. Em cada segmento o perfil pontilhado se ajusta ao nível mais baixo.....	17

Figura 10 – Ilustração esquemática dos conceitos de transgressão e regressão. Em (A) se é mostrado o nível do mar estável; em (B) ocorre a transgressão da linha de costa, cujo padrão das fácies é retrogradacional; e em (C) ocorre a regressão da linha de costa, exibindo um padrão progradacional das fácies.....	18
Figura 11 – Conceitos de transgressão, regressão normal e regressão forçada, definido pela interação entre as mudanças do nível de base e a sedimentação. (RN=Regressão Normal; RF=Regressão Forçada).	19
Figura 12 – Diferentes padrões de empilhamento estratal definem a regressão normal (A), a regressão forçada(B), e (C) a transgressão (NRM=Nível Relativo do Mar).	20
Figura 13 – Relação dos principais eventos que controlam a geração das superfícies estratigráficas relativas ao ciclo de oscilação completa (transgressivo-regressivo) do nível de base (-A= Acomodação Negativa).	22
Figura 14 – Conjunto de parasequências progradacionais (A) , retrogradacionais (B) e agradacionais (C).	25
Figura 15 – Ilustração da arquitetura do TSNA com suas superfícies estratigráficas limítrofes e padrões de empilhamento dos estratos (TSNA=Trato de Sistemas de Nível Alto, TSEQ=Trato de Sistemas de Estágio de Queda, TST=Trato de Sistemas Transgressivo, TSNB=Trato de Sistemas de Nível Baixo)	27
Figura 16 – Ilustração da arquitetura deposicional do TSEQ com suas superfícies estratigráficas limítrofes e padrões de empilhamento estratal (TSEQ=Trato de Sistemas de Estágio de Queda).	28
Figura 17 – Ilustração da arquitetura deposicional do TSNB com suas superfícies estratigráficas limítrofes e padrões de empilhamento dos estratos (TSNB=Trato de Sistemas de Nível Baixo, TSEQ=Trato de Sistemas de Estágio de Queda).	28
Figura 18 – Ilustração da arquitetura deposicional do TST com suas superfícies estratigráficas limítrofes e padrões de empilhamento dos estratos (TST=Trato de Sistemas Transgressivo, TSEQ=Trato de Sistemas de Estágio de Queda, TSNB=Trato de Sistemas de Nível Baixo)..	29
Figura 19 – Diversificação de modelos da Estratigrafia de Sequência e suas superfícies e tratos de sistemas associados.	30
Figura 20 – Tipos de terminações estratais.	32
Figura 21 – Construção do Diagrama Wheeler a partir do mapeamento de superfícies em seção estrutural. Em (A) um esboço esquemático de uma seção transversal estrutural com a interpretação das superfícies 1,2 e 3. Essas superfícies, ordenadas estratigraficamente, formam	

juntas uma escala arbitrária de TGR. A partir do processo de horizontalização dessas superfícies se é construído o Diagrama Wheeler (B).	34
Figura 22 Fluxograma das etapas de processamento implementadas no <i>software</i> OpendTect Pro®.....	35
Figura 23 – Janela de configuração do levantamento no <i>software</i> OpendTect Pro®, com os parâmetros e limites geográficos do levantamento.....	40
Figura 24 – Seção sísmica 0228-0315 da Bacia de Pelotas. Em (A) é mostrada a linha sísmica <i>pós-stack</i> sem processamento, e em (B) é mostrada a linha <i>pós-stack</i> com a aplicação do filtro <i>DSMF</i>	44
Figura 25 – Seção sísmica da Bacia de Pelotas com os horizontes estratigráficos interpretados e idades correlacionadas de acordo com Fontana (1996).	45
Figura 26– Sequência 1. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.....	47
Figura 27– Sequência 2. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.....	49
Figura 28– Sequência 3. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.....	51
Figura 29 – Sequência 4. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.....	53
Figura 30 – Sequência 5. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.....	55
Figura 31 – Sequência 6. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.....	57
Figura 32 – Sequência 7. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.....	59
Figura 33 – Sequência 8. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.....	61
Figura 34 – Sequência 9. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.....	63
Figura 35 – Sequência 10. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.....	65
Figura 36 – Sequência 11. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.....	67

Figura 37 – Sequência 12. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.....	69
Figura 38 – Sequência 13. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.....	71
Figura 39 – Sequência 14. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.....	73
Figura 40 – Sequência 15. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.....	75
Figura 41 – Sequência 16. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.....	77

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AAPG – Associação Americana de Geólogos do Petróleo.

ANP – Agência Nacional do Petróleo.

BDEP – Banco de Dados de Exploração e Produção.

CC – Concordância/Conformidade Correlativa.

DS – Discordância Subaérea.

DSMF – Dip Steered Median Filter

ISSC - *International Subcommission on Stratigraphic Classification.*

OLPs – *Onlaps*

RF – Regressão Forçada

RN – Regressão Normal

RNNA – Regressão Normal de Nível Alto

RNNB – Regressão Normal de Nível Baixo

SBRF – Superfície Basal de Regressão Forçada.

SDR – *Seaward-Dipping Reflectors.*

SIM – Superfície de Inundação Máxima.

SMR – Superfície de Máxima Regressão.

SREM – Superfície Regressiva de Erosão Marinha

ST – Superfície Transgressiva.

TR – Transgressão

TS – Trato de Sistemas.

TSNA – Trato de Sistemas de Nível de Mar Alto.

TSNB – Trato de Sistemas de Nível Baixo.

TSEQ – Trato de Sistemas de Estágio de Queda.

TST – Trato de Sistemas Transgressivo.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVOS.....	2
2.1 Objetivo Geral.....	2
2.2 Objetivos Específicos	2
3 JUSTIFICATIVA	2
4 ÁREA DE ESTUDO	3
5 CONTEXTO GEOLÓGICO	4
5.1 Evolução Tectonossedimentar das Bacias Marginais.....	4
5.2 Estratigrafia de Sequências das Bacias da Margem Leste.....	9
5.2.1 Supersequência Paleozoica-Mesozoica (Estágio Pré-rifte).....	10
5.2.2 Supersequência Pré-rifte (Estágio Pré-rifte)	10
5.2.3 Supersequência Rifte (Estágio Rifte).....	10
5.2.4 Supersequência Pós-rifte (Estágio Pós-rifte)	11
5.2.5 Supersequência Drifte (Estágio Drifte).....	12
6 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS.....	13
6.1 Controles alogênicos da sedimentação	14
6.1.1 Aporte sedimentar e fluxo de energia	15
6.1.2 Acomodação sedimentar	16
6.1.3 Nível de base	17
6.2 Trajetórias de Linhas de Costa.....	18
6.2.1 Transgressão.....	18
6.2.2 Regressão	19
6.3 Superfícies Estratigráficas	21
6.4 Parassequências	25
6.5 Tratos de Sistemas	26
6.6 Sequências deposicionais.....	30
6.7 Sismoestratigrafia	31
6.7.1 Terminações Estratais	31
6.8 Cronoestratigrafia	33
6.8.1 Cartas cronoestratigráficas – Diagramas Wheeler	33
7. MATERIAIS E MÉTODOS.....	35
7.1 Dado sísmico.....	35
7.2 <i>Filtro Mediano de Mergulho Orientado (Dip Steered Median Filter)</i>	40

7.3 <i>Cubo de Mergulho Orientado (Dip Steering)</i>	41
7.4 Falhas e Horizontes.....	42
7.5 <i>Cubo de Horizontes (HorizonCube)</i>	42
8. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	43
8.1 Estratigrafia de Sequências da Bacia de Pelotas.....	46
8.1.1 Megassequência Rifte (130-120 Ma).....	46
8.1.2 Sequência Aptiano Inferior-Albiano Inferior/Médio (113-104 Ma).....	48
8.1.3 Sequência Albiano Inf./Médio-Turoniano Sup./Coniaciano Inf. (104-90 Ma).....	50
8.1.4 Sequência Turoniano Sup./Coniaciano Inf.-Campaniano Inferior (90-80 Ma)	52
8.1.5 Sequência Campaniano Inferior-Maastrichtiano Superior (80-66/68 Ma)	54
8.1.6 Sequência Maastrichtiano Superior-Paleoceno Inferior (66/68-60)	56
8.1.7 Sequência -Paleoceno Inferior-Paleoceno Superior (60-57/58 Ma)	58
8.1.8 Sequência Paleoceno Superior-Eoceno Inferior (57/58-51)	60
8.1.9 Sequência Eoceno Inferior-Eoceno Médio/Superior (51-40)	62
8.1.10 Sequência Eoceno Médio/Superior-Oligoceno Inferior (40-36 Ma)	64
8.1.11 Sequência Oligoceno Inferior-Oligoceno Superior (36-30 Ma)	66
8.1.12 Sequência Oligoceno Superior (31-21 Ma).....	68
8.1.13 Sequência Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (21-17/16 Ma).....	70
8.1.14 Sequência Mioceno Inferior-Mioceno Superior (17/16-10 Ma)	72
8.1.15 Sequência Mioceno Superior-Plioceno (10-5,5 Ma).....	74
8.1.16 Sequência Plioceno-Holoceno (5,5-Recente).....	76
9. CONSIDERAÇÕES FINAIS	78
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	80
ANEXO I.....	81

1 INTRODUÇÃO

A partir do Neocomiano, bacias do tipo *rifte* foram originadas durante o processo de abertura continental que fragmentou o Supercontinente Gondwana.

Nesse contexto, desenvolveu-se a Bacia de Pelotas no extremo sul da Margem Continental Brasileira, sendo precursora das demais bacias localizadas a norte. Instalando-se parte sobre a crosta continental e parte sobre a crosta oceânica, foi preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas deste o Mesozoico até o Recente, recebendo uma espessa sequência de sedimentos, que inclui, principalmente, folhelhos e arenitos, e subordinadamente, carbonatos, conglomerados e rochas basálticas extrusivas (FONTANA, 1996).

A partir dos anos 1960, a Estratigrafia deixou de ser uma disciplina fundamentalmente descritiva, passando a incorporar conceitos genéticos como os modelos de processo-respostas na análise de fácies sedimentares, os modelos de fácies no estudo dos sistemas deposicionais, os conceitos de sequências, e os de ciclos estratigráficos (*e.g.*, MIALL, 1990).

O tema não sofreu grandes modificações no cenário estratigráfico internacional até o desenvolvimento da Sismoestratigrafia, estabelecendo-se como um método de análise estratigráfica a partir do trabalho clássico de Vail *et al.* (1977) publicado no livro editado por Payton (1977): *Seismic Stratigraphy – Application do Hydrocarbon Exploration*. Nestes trabalhos foram apresentados modelos dinâmicos que alteraram fundamentalmente a concepção do preenchimento e de análise de bacias sedimentares, se comparada com a análise litoestratigráfica predominantemente utilizada até então. Tal fato implicou profunda e positivamente na exploração de hidrocarbonetos e na caracterização geológica de bacias sedimentares.

Atualmente, a Estratigrafia de Sequências se utiliza de uma coletânea de ferramentas, cuja escolha e forma de aplicação dependerão do contexto e dos dados disponíveis (CATUNEANU *et al.*, 2009). Uma vez selecionadas as ferramentas, a Estratigrafia de Sequências pode ser empregada na análise do registro estratigráfico nas diferentes ordens de magnitude, desde os grandes ciclos do preenchimento de bacias sedimentares até os ciclos de alta frequência (POSAMENTIER *et al.*, 1992; NEIL & ABREU, 2009).

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Este trabalho tem por objetivo geral a caracterização e hierarquização das sequências deposicionais da região central da Bacia de Pelotas.

2.2 Objetivos Específicos

Os objetivos específicos deste trabalho são:

- (i) Reconhecer as superfícies estratigráficas genéticas e definir os tratos de sistemas deposicionais com base na Estratigrafia de Sequências;
- (ii) Caracterizar as sequências de segunda e terceira ordem (sequências deposicionais) para as unidades estratigráficas investigadas; e
- (iii) Construir uma carta cronoestratigráfica (Diagrama Wheeler 2D) durante o Mesozoóico para a Bacia de Pelotas.

3 JUSTIFICATIVA

Embora seja caracterizada como uma bacia inexplorada, a possibilidade de exploração de hidrocarbonetos na Bacia de Pelotas gera expectativa de crescimento econômico na metade sul e em todo o estado do Rio Grande do Sul, passado o mesmo a ser um estado produtor de petróleo e gás.

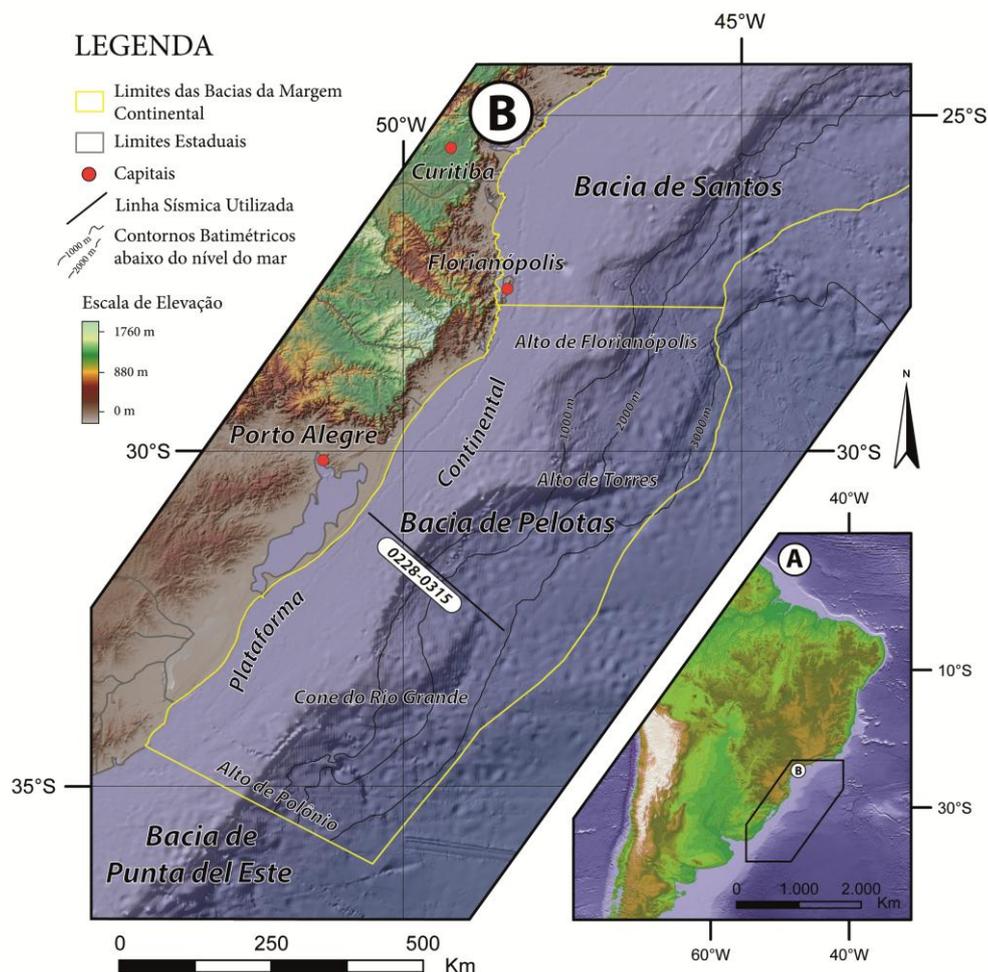
Amplamente empregada na exploração de hidrocarbonetos e na análise de bacias sedimentares, busca-se, através da Estratigrafia de Sequências, investigar a história de sedimentação da Bacia de Pelotas.

A execução deste trabalho, baseada em dados sísmicos de reflexão, justifica-se por contribuir com o conhecimento estratigráfico e de preenchimento da Bacia de Pelotas, sobremaneira contribuir com o conhecimento de bacias de margens continentais passivas no mundo, bem como corroborar a factibilidade e sofisticação do método da Estratigrafia de Sequências, a exemplo do que foi preconizado e comprovadamente reconhecido pela conhecida “Escola da Exxon”, liderados por Peter Vail (VAIL *et al.*, 1977).

4 ÁREA DE ESTUDO

A Bacia de Pelotas está localizada no extremo sul da Margem Continental Brasileira (Figura 1), estando limitada a norte com a Bacia de Santos, pelo Alto de Florianópolis, e a sul com a Bacia de Punta Del Este, pelo Alto de Polônio no Uruguai. A área da bacia compreende cerca de 210.000 km² até a isóbata de 2.000 m (ABREU, 1998), dos quais 20% da área emersa constituem a Planície Costeira do Rio Grande do Sul (DIAS *et al.*, 1994).

Figura 1- Localização da Bacia de Pelotas e da linha sísmica utilizada. Em (A) é mostrada a localização da Figura 1B no contexto da América do Sul. Em (B) é mostrada a localização da Bacia de Pelotas no contexto da margem continental brasileira.



Fonte: Dados topográficos e batimétricos oriundos da Carta Batimétrica Geral dos Oceanos (<http://www.gebco.net/>); Dados geográficos oriundos da Carta do Brasil ao Milionésimo (<http://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Geologia-Basica/Conta-Geologica-do-Brasil-ao-Milionesimo-298.html>); e Localização dos limites das Bacias da Margem Continental oriunda do Banco de Dados de Exploração e Produção da Agência Nacional do Petróleo (<http://www.bdep.gov.br/?lng=br>).

5 CONTEXTO GEOLÓGICO

5.1 Evolução Tectonossedimentar das Bacias Marginais

As bacias sedimentares da margem brasileira são resultantes de um processo gradual de estiramento litosférico, desenvolvendo-se na direção Sul para Norte, resultando na separação do supercontinente Gondwana, há aproximadamente 185 Ma no Triássico Superior (PONTE & ASMUS, 1976; OJEDA, 1982). Esse processo foi marcado por múltiplos pulsos tectônicos de natureza extensional, afetando toda a costa do Oceano Atlântico e criando diferentes tipos de margens ao longo das porções sul, central e norte.

A abertura do Oceano Atlântico Meridional deu-se pelo movimento divergente das placas africana e sul-americana, culminando com a origem e evolução das bacias sedimentares de margem passiva brasileira. Essas bacias caracterizam-se por estarem inseridas na transição da crosta continental e oceânica de uma mesma placa litosférica (NÜRNBERG & MULLER, 1991). Segundo Fontana (1990), grande parte das bacias sedimentares da margem continental brasileira apresenta feições tectono-estratigráficas de uma margem tipicamente Atlântica, cujo preenchimento estratigráfico segue um padrão bem definido, passando de sequências continentais para sequências marinhas.

O modelo geral adotado para a origem e sequência evolutiva das bacias da margem continental brasileira e do Oceano Atlântico baseia-se em conceitos tectonofísicos propostos por Mackenzie (1978), que admite estiramento e afinamento da crosta durante a fase rifte, e, posteriormente, uma fase de subsidência termal associada ao resfriamento da anomalia térmica astenosférica (MOHRIAK *et al.*, 1990 *apud* MOHRIAK, 2003).

De acordo com Cainelli & Mohriak (1998; 1999b *apud* MOHRIAK, 2003), a evolução sequencial da margem continental brasileira é marcada por quatro distintos estágios com diferentes padrões de tectônica e sedimentação. Estes estágios variam de acordo com modelo geodinâmico de deriva continental, da história de subsidência e das variações eustáticas adotadas. Os estágios podem ser subdivididos em: estágio pré-rifte, sin-rifte, transicional, e pós-rifte (ASMUS & PORTO, 1972), que retratam o grau e estilo de atividade tectônica predominante produzindo bacias sedimentares com diferentes geometrias.

O estágio pré-rifte (Neojurássico-Eocretáceo) é marcado pelo início de eventos extensionais que antecedem o fraturamento da crosta continental, com suave soergimento astenosférico e afinamento litosférico regional, e presença de falhas incipientes na porção superior da crosta, controlando a deposição de amplas bacias periféricas com geometria em

prato (Figura 2A) – mais conhecidas pelo termo *sag basin* – preenchidas por sedimentos lacustres e fluvio-eólicos (ESTRELLA, 1972; OJEDA, 1982).

O início do estágio sin-rifte (Neocomiano-Barremiano) caracteriza-se por um incremento significativo do estiramento litosférico acompanhado de vulcanismo básico, seguido de grandes calhas deposicionais controladas por falhas normais que fragmentaram a crosta continental resultando na formação de *meio-grábens*. Neste estágio os depocentros tipo *rift-valley* (CHANG & KOSMANN, 1987) são preenchidos por sequências clásticas continentais lacustres e fluvio-deltáicas (Figura 2B). No final do episódio de rifteamento, há um novo incremento do estiramento litosférico marcado por grandes falhas normais que rotacionam os blocos de rifte anteriormente formados. Cessados os movimentos de rotação e basculamento de blocos, observa-se uma fase caracterizada por quiescência tectônica, com altos estruturais dissecados por ampla discordância regional, designada como discordância da ruptura (*breakup unconformity*), nivelando a topografia anterior (OJEDA, 1982). Concomitantemente aos episódios finais de rifteamento, o centro de espalhamento meso-Atlântico intrude a crosta continental, identificando-se, em algumas bacias, as primeiras manifestações de vulcanismo subaéreo na transição para a crosta oceânica, responsável pela origem de espessas cunhas de refletores mergulhantes em direção ao mar (*seaward-dipping reflectors* – SDRs) (HINZ, 1981; MUTTER *et al.*, 1982; MUTTER 1985).

Sobre a discordância *breakup*, algumas bacias exibem espessas sequências de sedimentos aptianos, em geral, pouco afetados por falhas (amplos depocentros tipo *sag basins*). Designado como Rifte II ou bacia pré-sal, essa fase correlaciona-se a transição entre o estágio de subsidência mecânica do rifte e o estágio de subsidência termal, constatando-se deposição siliciclástica e carbonáticas em bacias com alta subsidência interior, e depocentros pouco controlados por falhas (MOHRIAK, 2003).

Segundo Asmus & Porto (1972), o estágio transicional (Aptiano) – acima da bacia *sag* – está associado a barreiras restritivas e condições climáticas marcadamente áridas, caracterizado pela acumulação de espessas sequências evaporíticas (camadas de sal halita, anidrita, silvita, carnalita, etc.) que recobrem as camadas pré-sal (Figura 2C). Neste estágio as incursões marinhas ultrapassaram a barreira topográfica de Rio Grande – Walvis Ridge a norte da Bacia de Pelotas estendendo-se até a Bacia de Sergipe-Alagoas, resultando na deposição de espessas camadas de evaporitos nas Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo (OJEDA, 1982).

O estágio pós-rifte (Albiano ao Recente) é caracterizado por basculamento generalizado das bacias, em função do mecanismo de subsidência termal, que responde por

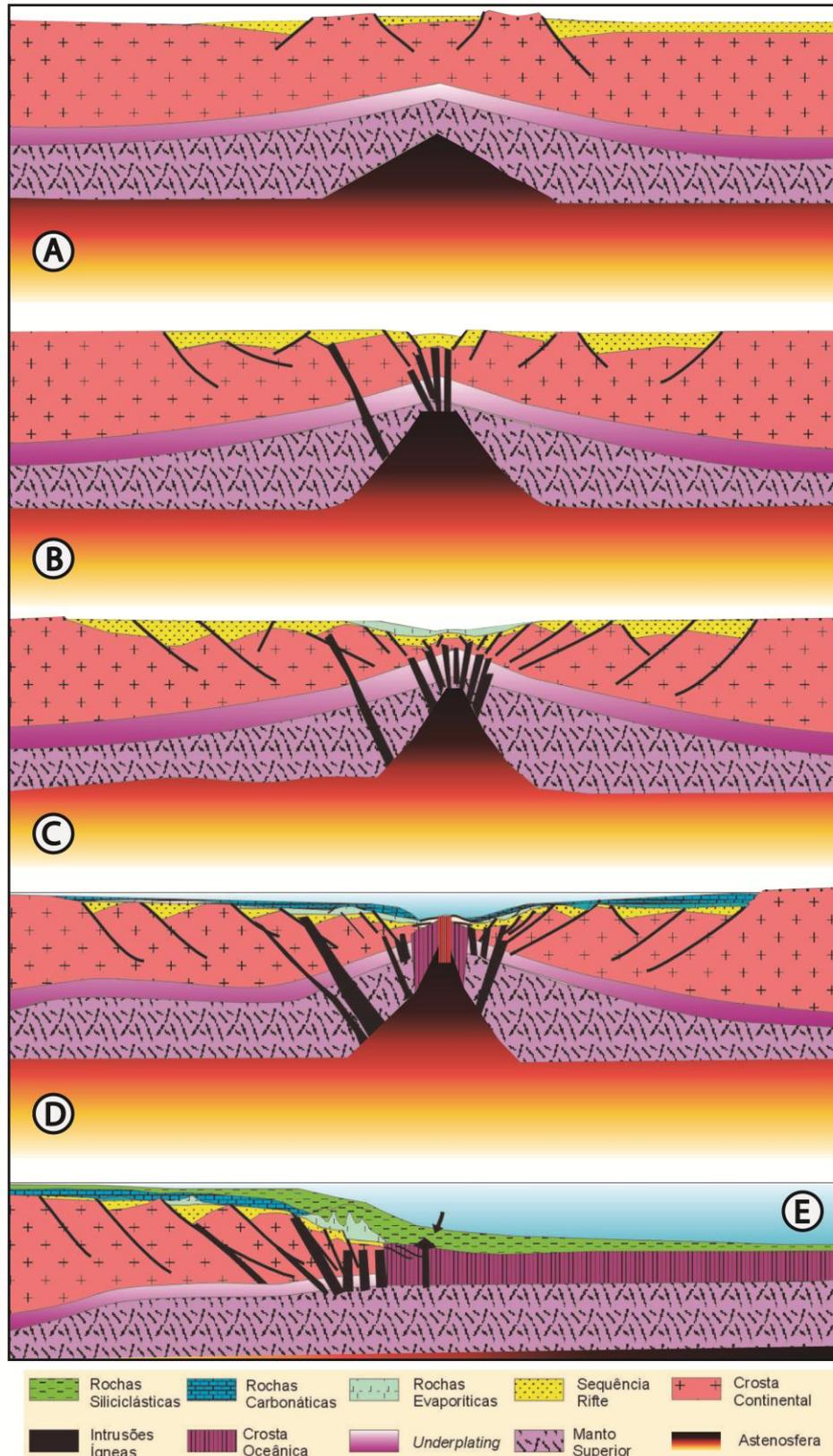
mais de 85% da história de subsidência das bacias (CHANG & KOWSMANN, 1987). Com base em critérios litoestratigráficos, foram diferenciados dois distintos períodos evolutivos: i) Albiano-Cenomaniano: ocorre a instalação de condições oceânicas rasas, desenvolvimento de plataforma e talude continentais, deposição de sequências clástico-carbonáticas (Figura 2D), desenvolvimento de falhas de crescimento com *rollovers* relacionados à tectônica adiastrófica de sal e/ou folhelho; e ii) Turoniano-Recente: continuada migração continental divergente com crescimento de crosta oceânica, definição completa de um sistema plataformal raso e bacia profunda, formação de talude e plataforma continentais e deposição de espessas cunhas sedimentares (Figura 2E) por meio do megaciclo transgressivo-regressivo inferior, predominantemente carbonático, da plataforma e talude; e o superior, clástico-carbonático, associado a depósitos de talude superior, plataforma e leques deltaicos (OJEDA, 1982).

Neste último estágio, as águas oceânicas exercem fundamental e importante controle sobre as fácies sedimentares, com o desenvolvimento de sistemas deposicionais predominantemente marinhos. Segundo Ojeda (1982) e Chang & Kowsmann (1984), ocorrem associadas a esta fase três subsequências marinhas: plataforma carbonática, sequência marinha transgressiva, seguida de sequência marinha regressiva.

Embora seja caracterizada como um típico exemplo de margem vulcânica divergente (TALWANI E ABREU, 2000 *apud* BUENO, 2007), a Bacia de Pelotas não exhibe todos os estágios evolutivos observados na margem divergente brasileira. Com efeito, não há o reconhecimento de algumas estruturas, tais como as estruturas de fragmentação crustal. De acordo com Asmus (1983), tais estruturas deveriam ocorrer afastadas da atual linha de costa, e conseqüentemente, encobertas por espessos pacotes sedimentares.

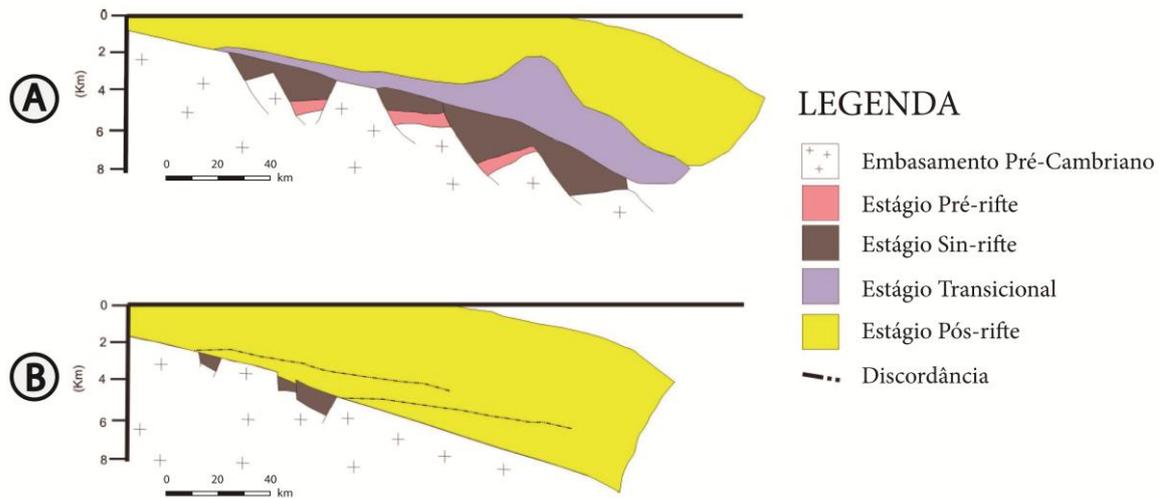
Como mostrado na figura 3, as estruturas de falhamentos normais não são observadas de forma evidente na porção da Bacia de Pelotas, diferentemente das mesmas estruturas que ocorrem bem desenvolvidas nas demais bacias da margem leste brasileira. Idem, os registros evaporíticos do estágio transicional (Aptiano) são pouco significativos na porção sul da margem divergente brasileira, especificamente na Bacia de Pelotas, uma vez que a formação do golfo salgado deu-se ao norte do alto topográfico Rio Grande – Walvis Ridge (OJEDA, 1982). Segundo Fontana (1990), durante o Aptiano, a Bacia de Pelotas sofreu um progressivo basculamento decorrente da pronunciada subsidência termal e ascensão do nível do mar, acarretando no soterramento de toda a sequência sin-rifte subjacente a espessos pacotes sedimentares.

Figura 2 - Modelo evolutivo geodinâmico das bacias da margem continental leste brasileira. É mostrado em (A) o estágio pré-rifte; (B) o estágio sin-rifte; (C) o estágio transicional, e (D) e (E) o estágio pós-rifte, respectivamente.



Fonte: Modificado de Mohriak (2003).

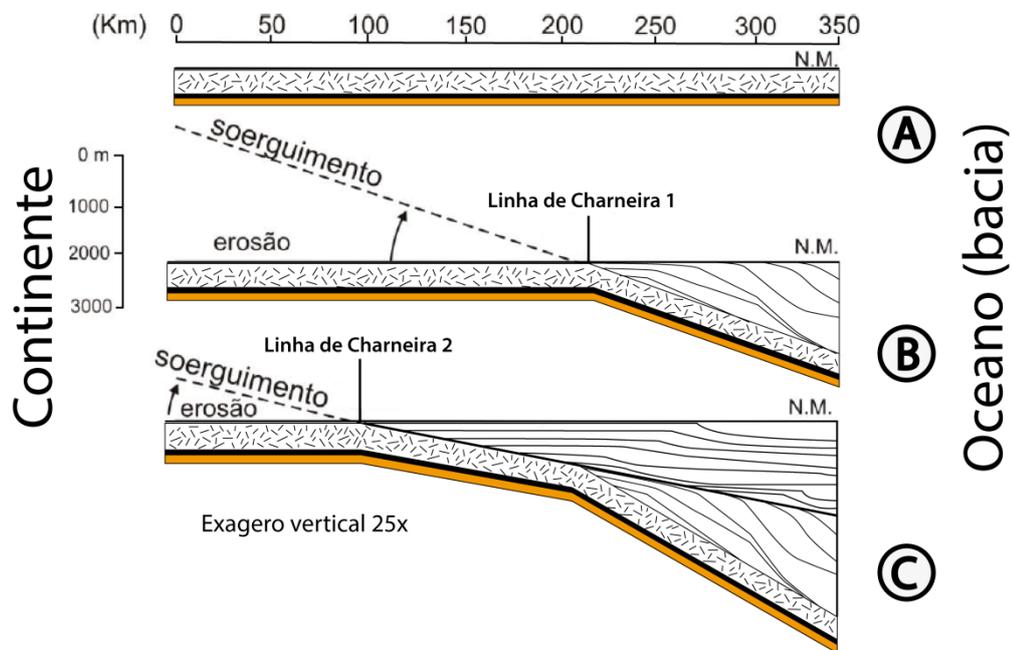
Figura 3 – Em (A), é mostrada a seção transversal esquemática e os estágios evolutivos da margem divergente brasileira; e (B) a seção transversal da Bacia de Pelotas, com falhamentos normais incipientes, e ausência do estágio transicional (evaporitos Aptianos).



Fonte: Modificado de Asmus (1983).

Dentre as feições mais importantes da Bacia de Pelotas, estão as linhas de charneira que assinalam um aumento abrupto do mergulho deposicional dos estratos no sentido mais profundo da Bacia, bem como também delimitam uma sub-bacia rasa e uma sub-bacia profunda (ALVES, 1977). Segundo Fontana (1996 *apud* BUENO, 2007), as linhas de charneira originaram-se como consequência do vigoroso aporte sedimentar para a bacia. Gonçalves *et al.* (1979, *apud* ASMUS, 1983) propuseram um modelo para a Bacia de Pelotas para tentar elucidar a gênese destas linhas de charneira (Figura 4). Esquemáticamente, a figura 4 ilustra a evolução estratigráfica e estrutural que tenha provavelmente ocorrido na Bacia de Pelotas. A validação desse modelo talvez possa explicar a presença de duas linhas de charneira presentes na porção sul da margem continental brasileira (ASMUS, 1983): a primeira mais distante da linha de costa, de idade Albo-Aptiana; e a segunda mais rasa e mais próxima à linha de costa, de idade Paleocênica. Segundo Fontana (1996 *apud* BUENO, 2007), a partir do Mioceno, estas linhas de flexuras foram mais intensificadas devido ao processo de subsidência termal – amplificada pela subsidência flexural – da Bacia de pelotas, permitindo o desenvolvimento de um espesso prisma sedimentar.

Figura 4 - Esquema da provável evolução estratigráfica e estrutural das zonas de charneira da Bacia de Pelotas. Em (A) é mostrado o embasamento cristalino sub-horizontalizado da bacia; em (B) se dá a formação da primeira zona de charneira de idade Paleocênica, e mais distante da linha de costa; e (C) a formação da segunda zona de charneira de idade Albo-Aptiana, mais rasa e mais próxima à linha de costa.



Fonte: Modificado de Gonçalves et al. (1979, *apud* Asmus, 1983).

5.2 Estratigrafia de Sequências das Bacias da Margem Leste

Asmus & Ponte (1973) definiram quatro principais estágios de evolução tectonossedimentar para as bacias da margem leste brasileira: pré-rifte, sin-rifte, proto-oceânico e oceânico. Atualmente, são reconhecidas seis megasequências deposicionais que caracterizam os diferentes estágios:

- Megasequência Continental Pré-rifte;
- Megasequência Continental Sin-rifte;
- Megasequência Transicional Evaporítica;
- Megasequência de Plataforma Carbonática Rasa;
- Megasequência Marinha Transgressiva;
- Megasequência Marinha Regressiva;

Cada megasequência pode ser composta por uma ou mais sequências deposicionais, segundo os modelos apresentados por Mitchum (1977) e Van Wagoner *et al.* (1988, 1990).

De acordo com Bueno *et al.* (2007), o desenvolvimento da Bacia de Pelotas pode ser dividido em cinco supersequências, que correspondem a quatro estágios evolutivos.

5.2.1 Supersequência Paleozoica-Mesozoica (Estágio Pré-rifte)

Segundo Milani (1994), as rochas dessa supersequência são constituídas pelas Formações: (i) Rio Bonito, Palermo e Irati, pertencentes ao Grupo Guatá e desenvolvidas em ambiente marinho; (ii) Formações Teresina e Rio do Rastro, pertencentes ao Grupo Passa Dois e depositadas em ambiente fluvio-lacustre e de maré; e (iii) Formação Botucatu, constituída de arenitos eólicos, que cobriu inteiramente a sinéclise do Paraná.

5.2.2 Supersequência Pré-rifte (Estágio Pré-rifte)

Segundo Bueno *et al.* (2007), a supersequência pré-rifte, precedida pelo rifteamento do Atlântico Sul, é representada pela Formação Serra Geral constituída por espessos derrames basálticos e pertencente ao contexto evolutivo da Bacia do Paraná.

Milani *et al.* (1994) consideraram os espessos derrames basálticos da Formação Serra Geral, sotoposta à Formação Imbituba na porção norte da Bacia de Pelotas, como um tipo de manifestação magmática no estágio de pré-ruptura do Supercontinente Gondwana, o que por sua vez caracteriza o estágio inicial do processo de rifteamento, sendo considerados como estratos pré-rifte na evolução da Bacia de Pelotas.

5.2.3 Supersequência Rifte (Estágio Rifte)

Segundo Bueno *et al.* (2007), a supersequência rifte preenche uma associação de meio-grábens assimétricos e antitéticos, sendo representada pelos basaltos da Formação Imbituba e pelas fácies siliciclásticas da Formação Cassino.

Segundo Dias *et al.*, (1994), os vulcanitos básicos da Formação Imbituba são considerados síncronos a Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, todavia resultados geocronológicos (Ar-Ar) mostraram idades de $118 \pm 1,9$ Ma e $125,3 \pm 0,7$ Ma para o topo e base da seção (LOBO, 2007 *apud* BUENO, 2007), respectivamente, estabelecendo um evento magmático mais jovem que a Formação Serra Geral, cujo período de extrusão ocorreu entre 127 e 138 Ma (STEWART *et al.*, 1996 *apud* BUENO *et al.*, 2007).

A Formação Cassino – de idade Aptiana – consiste de sedimentos clásticos grossos e finos, amostrada inicialmente nas fácies proximais do preenchimento de meio-grábens gerados durante a fase rifte. Estes meio-grábens apresentam-se como cunhas que se espessam em direção a falhas antitéticas, e são preenchidas por conglomerados, diamictitos e siltitos, cujos fragmentos de rocha vulcânica diminuem em direção ao topo acompanhado por aumento de rochas metamórficas, evidenciando uma mudança na área fonte (BUENO *et al.*, 2007).

Segundo Bueno *et al.* (2007), estes depósitos são interpretados como leques aluviais progradantes da borda flexural em direção a depocentros lacustres. Estes depósitos ocorrem em contato discordante na sua porção inferior com os basaltos da Formação Imbituba, e na porção superior, ora com os arenitos da Formação Tramandaí, ora com as rochas vulcânicas da Formação Curumim (BUENO *et al.*, 2007).

5.2.4 Supersequência Pós-rifte (Estágio Pós-rifte)

Ocorrendo de forma restrita à porção norte da Bacia de Pelotas, essa supersequência contextualiza-se dentro do estágio de subsidência térmica pós-rifte, sendo representada pela suíte vulcânica (basaltos, andesitos e traquiandesitos) da Formação Curumim, e cuja datação via método Ar-Ar resultou na idade de $113 \pm 0,1$ Ma (DIAS *et al.*, 1994). Sobreposto em discordância a esta unidade, encontram-se os evaporitos da Formação Ariri e a seção carbonática da Formação Portobelo. Embora a base desta unidade ainda não seja atingida por poços, a análise de seções sísmicas permite interpretar um contato discordante com a unidade do estágio rifte sotoposta, bem como inferir espessuras superiores a 6 km para a seção pós-rifte, que se caracteriza pela geometria tipo *sag* (BUENO, *et al.*, 2007).

Ao longo do contato crosta continental – crosta oceânica na Bacia de Pelotas, podem ser vistas nas seções sísmicas cunhas de SDRs de diferentes idades. As relações de contato entre elas sugerem que as mais antigas estão na porção sul da bacia, com idade similar à Formação Imbituba, e as mais jovens na porção norte, com idades similares às da Formação Curumim. Deste modo, enquanto a Sub-bacia de Torres (Norte) ainda sofria o processo de rifteamento, a Sub-bacia de Pelotas (Sul) já experimentava o estágio de subsidência flexural produzido pelo arrefecimento e subsidência térmica da crosta oceânica (MARTINS-NETO *et al.*, 2006, *apud* BUENO *et al.*, 2007).

5.2.5 Supersequência Drifte (Estágio Drifte)

Segundo Bueno *et al.* (2007), a supersequência Drifte pode ser dividida em três distintas fases. A fase inicial, representada por depósitos de plataforma rasa no Albiano, é formada pelos depósitos carbonáticos e siliciclásticos da Formação Portobelo, que por sua vez caracteriza uma plataforma mista. Em direção ao continente, seus estratos de calcarenitos bioclásticos e oolíticos interdigitam-se com os arenitos da Formação Tramandaí, gradando para calcilitos em direção à bacia. Na porção inferior, seu contato se dá, ora em concordância com os delgados depósitos evaporíticos da Formação Ariri (anidrita e carbonatos), ora em discordância com as rochas vulcânicas da Formação Curumim. Na porção superior, o contato é discordante em relação aos pelitos da Formação Atlântida.

Segundo Bueno *et al.* (2007), a fase intermediária, caracterizada por um período transgressivo que se estende do Albiano ao Oligoceno, é bem marcada pela espessa seção de pelitos da Formação Atlântida, recobrando em discordância os carbonatos da Formação Portobelo. Os folhelhos gradam para margas e siltitos que se interdigitam com os arenitos da Formação Tramandaí. Interpreta-se um ambiente marinho raso para os arenitos finos intercalados a folhelhos e siltitos da Formação Tramandaí, que sofre transgressão dos pelitos de plataforma externa da Formação Atlântida. Ainda segundo Bueno *et al.* (2007), partir do Coniaciano o ambiente costeiro é dominado pelos leques de clásticos grossos e finos da Formação Cidreira, entendendo-se até o Holoceno. Estes depósitos interdigitam-se com os folhelhos e siltitos cinza-esverdeados da Formação Imbé em direção a parte profunda da bacia. A presença de estratos de arenitos turbidíticos na Formação Imbé confere-lhe uma deposição em ambiente marinho profundo, com plataforma externa, talude e bacia. Sotopostas em discordância às Formações Cidreira e Imbé, estão os depósitos das formações Tramandaí e Atlântida.

A fase final, constituída de uma cunha clástica regressiva no Neógeno, é representada pelas rochas das Formações Cidreira e Imbé, onde os siltitos e arenitos da Formação Cidreira progradam sobre os pelitos da Formação Imbé, à semelhança do que ocorre com as demais bacias da margem continental brasileira (BUENO *et al.*, 2007).

Com o crescente aumento do suprimento sedimentar, origina-se a feição conhecida como Cone do Rio Grande. O rápido aporte de finos da porção distal do cone acarretou na instabilidade do talude, produzindo fluxos gravitacionais de grandes massas pouco consolidadas em direção à bacia profunda (BUENO *et al.*, 2007).

6 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

Reconhecida como a terceira e mais recente revolução conceitual no campo da geologia sedimentar (CATUNEANU, 2006) – em conjunto com os conceitos de regime de fluxo e da Tectônica de Placas na análise de processos sedimentares em escala regional – a “moderna” Estratigrafia de Sequências tem sua origem com o trabalho pioneiro de L. L. Sloss (SLOSS, 1949), embora as ideias que movam essa ciência hoje tenham sido em sua essência, as mesmas desenvolvidas durante o século XIX e XX (*e.g.*, BARREL, 1917; BLACKWELDER, 1909; GRABAU, 1913; WHEELER, 1958; PLAYFAIR, 1802 *apud* HOLZ, 2012).

A Estratigrafia de Sequências é o ramo da Estratigrafia que se encarrega do reconhecimento e da correlação de superfícies estratigráficas que representam mudanças nas tendências deposicionais de bacias sedimentares. Essas mudanças emergem da interação entre a sedimentação, erosão e oscilação do nível de base, determinadas por análises sedimentológicas e relações geométricas (EMBRY, 2001).

Essa ciência que evoluiu a partir da demanda e impulsionada pela tecnologia da indústria do petróleo com a Sismoestratigrafia (PAYTON, 1977), se desenvolveu como um método interdisciplinar que reúne os processos autogênicos (gerados dentro do sistema) e alogênicos (gerados fora do sistema) em um modelo unificado para elucidar a arquitetura e evolução estratigráfica de bacias sedimentares (MIALL, 1995).

Na Estratigrafia de Sequências as unidades de rochas sedimentares são correlacionadas dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de estratos relacionados geneticamente, as quais são limitadas por superfícies de erosão ou não-deposição, e suas concordâncias correlativas (VAIL, *et al.*, 1977).

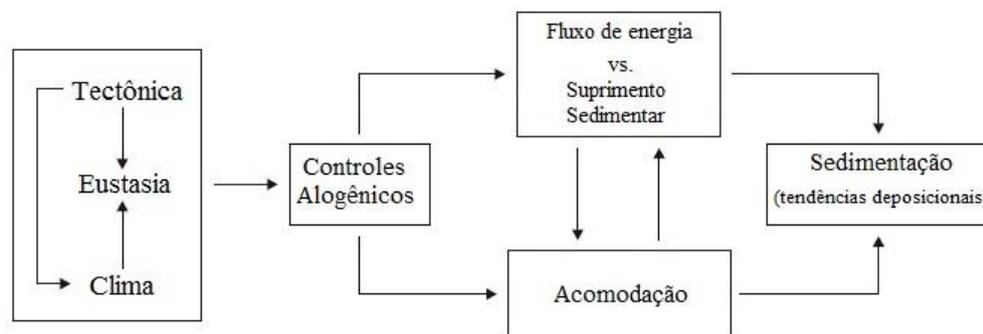
O conceito chave introduzido por Vail *et al.* (1977) foi o de sequência deposicional, definida como “*uma unidade de estratigráfica composta de uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados e limitada, no topo e na base, por discordâncias ou suas conformidades correlatas*”. Neste sentido, as sequências não são unidades estritamente limitadas por discordâncias, uma vez também que para a sua definição podem ser utilizadas superfícies concordantes, correlatas e lateralmente contíguas às discordâncias.

6.1 Controles alogênicos da sedimentação

A sedimentação é geralmente controlada pela combinação de processos autogênicos e alogênicos que determinam a distribuição dentro de um sistema deposicional, bem como também pelo padrão de empilhamento em larga escala dos sistemas deposicionais dentro de uma bacia sedimentar (CATUNEANU, 2006). Os processos autogênicos (*e.g.*, auto-avulsão em sistemas fluviais) são particularmente importantes na escala de sistemas sub-deposicionais, e são comumente estudados usando-se os métodos convencionais de sedimentologia e análise de fácies. Os controles alogênicos, por sua vez, controlam e sincronizam, em larga escala, as tendências de deposição em todos os ambientes deposicionais estabelecidos dentro de uma bacia sedimentar.

Os principais processos alogênicos da sedimentação incluem o clima, a tectônica e a eustasia (Figura 5). A tectônica e a eustasia controlam decisivamente a quantidade de espaço disponível para acumulação dos sedimentos (acomodação). O clima influencia na acomodação através da eustasia, como por exemplo, durante as quedas glácio-eustáticas e das mudanças no nível de energia nos ambientes deposicionais continentais, parálicos e marinhos. O efeito do clima também é refletido na quantidade do aporte sedimentar, na eficiência do intemperismo e da erosão e nos processos de transporte de sedimentos (CATUNEANU, 2006).

Figura 5 – Controles alogênicos da sedimentação, e sua relação com a energia de fluxo, aporte sedimentar, acomodação e tendências deposicionais.



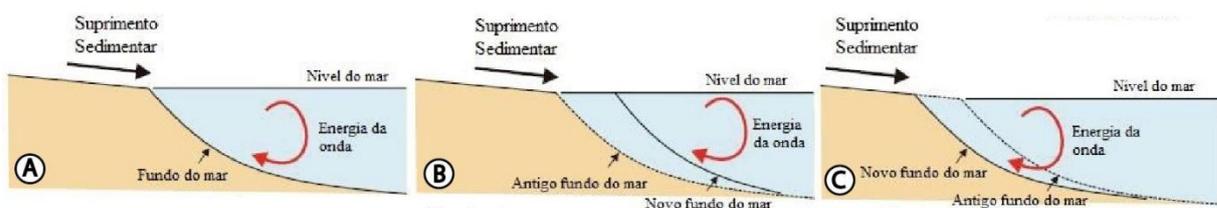
Fonte: Modificado de Catuneanu (2006).

6.1.1 Aporte sedimentar e fluxo de energia

O suprimento sedimentar tem fundamental importância na análise da Estratigrafia de Sequências, e refere-se à quantidade e tipo de sedimentos (tamanho dos grãos) que são fornecidos das áreas fonte para os locais de deposição através de vários agentes de transporte, incluindo a gravidade, a água e o vento. O aporte sedimentar pode ser considerado como uma função do clima e da tectônica. Em climas úmidos há um aumento da taxa de fornecimento sedimentar através da eficácia do intemperismo, da erosão e do transporte em decorrência da alta descarga fluvial, e rejuvenescimento das áreas fonte (CATUNEANU, 2006).

As variações do suprimento sedimentar podem ser úteis para a manifestação de processos deposicionais de erosão ou agradiação, entretanto a importância dessas variações é relativa à energia de fluxo de cada ambiente em sua particularidade. Em bacias marinhas, os sedimentos são transportados por uma variedade de correntes subaquosas (*e.g.*, correntes de ondas, marés e de contorno), onde o balanço entre a energia (capacidade de transporte) e a carga sedimentar carregada pelas correntes determinam a erosão e a acomodação sedimentar (Figura 6). Isto é, uma corrente marinha que possui mais energia que do que a necessária para transportar uma dada carga sedimentar, acaba por erodir o substrato marinho, enquanto que uma corrente de menos energia que a necessária para transportar uma dada carga sedimentar, acaba por resultar em agradiação (CATUNEANU, 2006).

Figura 6– Diagrama da relação entre o fluxo de energia, suprimento sedimentar, nível de base e acomodação em um ambiente costeiro não afetado por subsidência ou pela mudança do nível do mar. Em (A), o balanço sedimentar está em equilíbrio com a energia das ondas. Neste caso, todo o sedimento ultrapassa a área e o nível de base é sobreposto ao fundo do mar, restando em acomodação zero; em (B), o suprimento sedimentar ultrapassa o nível de energia das ondas. Neste caso, ocorre a agradiação e progradação dos sedimentos e o nível de base está acima do nível do mar e a acomodação é positiva; e em (C), o suprimento sedimentar é superado pela energia das ondas. Neste caso, ocorre a erosão do litoral e do fundo do mar, o nível de base está abaixo do fundo do mar e a acomodação é negativa.

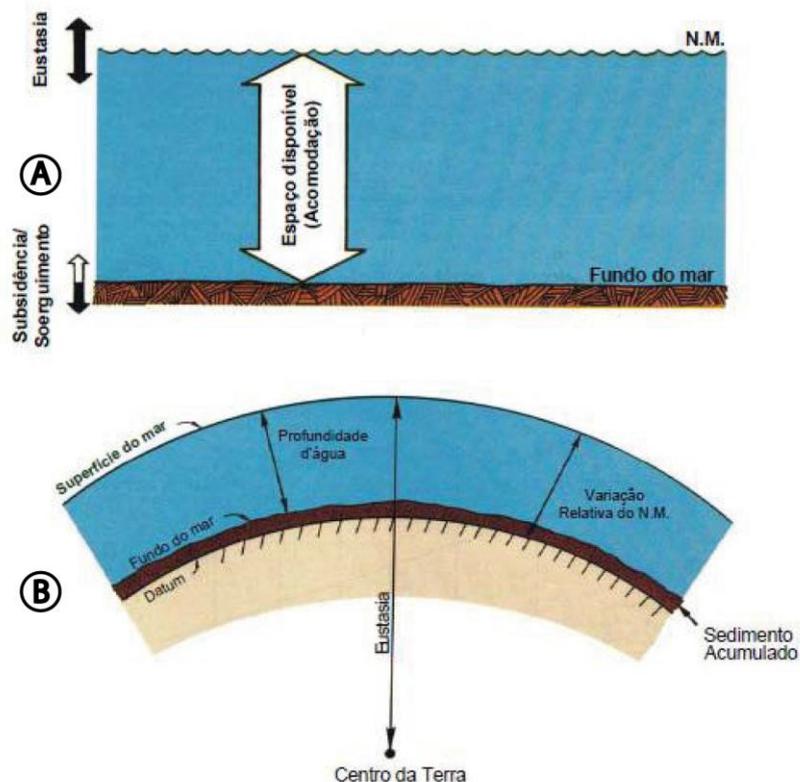


Fonte: Modificado de Catuneanu (2006).

6.1.2 Acomodação sedimentar

O conceito de acomodação refere-se a todo o espaço colocado em disponibilidade para a potencial acumulação de sedimentos (JERVEY, 1988). Este conceito foi inicialmente aplicado para ambientes parálicos costeiros e marinhos, como ferramenta para simulações matemáticas do preenchimento de bacias e da progradação em margens continentais divergentes (JERVEY, 1988). O espaço de acomodação no ambiente marinho irá depender da taxa de variação do nível relativo do mar e da taxa de suprimento sedimentar que irá preencher esse espaço (Figura 7A).

Figura 7 – Ilustração esquemática da acomodação em relação ao nível de base, gerada pela inter-relação entre a eustasia (ascensão e queda) e a tectônica (soerguimento e subsidência).



Fonte: Modificado de Posamentier *et al.* (1988).

De acordo com Jervey (1988), o principal controle da variação no espaço de acomodação resulta da inter-relação entre eustasia e tectônica que condicionam as mudanças do nível relativo do mar – entendido como a diferença entre a superfície do mar e um *datum* fixo, como por exemplo, o centro da Terra (Figura 7B).

6.1.3 Nível de base

Proposto inicialmente para sistemas ambientes marinhos, o conceito de nível de base (de deposição ou erosão) é geralmente considerado como uma superfície global de referência em que, durante todo o tempo, tende a ocorrer o processo de denudação continental e agradação marinha (Figura 8). Essa superfície dinâmica move-se para cima e para baixo para através do tempo em relação ao centro da Terra conjuntamente com as elevações e descidas eustáticas do nível do mar (CATUNEANU, 2006).

Figura 8 – Ilustração do conceito de nível de base, definido com o mais baixo nível de denudação continental.



Fonte: Modificado de Catuneanu (2006).

Para sistemas fluviais continentais, se é utilizado o conceito de perfil de equilíbrio fluvial, que representa uma superfície de não agradação e não denudação, e indica um equilíbrio dinâmico (LEOPOLD & BULL, 1979). Quando um rio não está em equilíbrio, este apresenta agradação ou degradação dos canais, em uma tentativa de atingir o equilíbrio do perfil. Tal processo ocorre durante o soergimento das áreas fonte, alteração do nível de base e/ou mudança entre balanço da energia do fluxo e o suprimento sedimentar. Este perfil de equilíbrio situa-se acima ou abaixo da superfície terrestre, e encontra com o nível de base marinho na linha de costa (Figura 9, CATUNEANU, 2006).

Figura 9 – Perfil de equilíbrio fluvial. Em cada segmento o perfil pontilhado se ajusta ao nível mais baixo.



Fonte: Modificado de Catuneanu (2006).

6.2 Trajetórias de Linhas de Costa

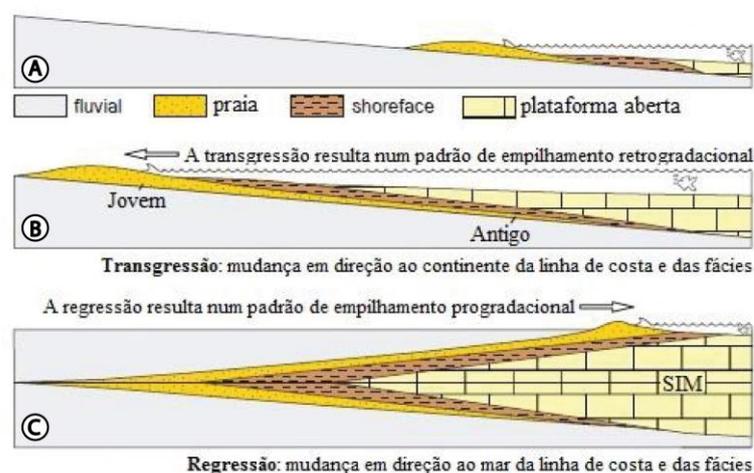
A inter-relação entre as mudanças do nível de base e a sedimentação controla as oscilações na profundidade da água, bem como as mudanças transgressivas e regressivas na linha de costa (CATUNEANU, 2006). Neste sentido, a movimentação da linha de costa pode ser definida por duas trajetórias: (i) a transgressão, definida como a migração da linha de costa em direção ao continente, e (ii) a regressão, definida como a migração da linha de costa em direção ao mar/bacia.

6.2.1 Transgressão

A transgressão é o resultado do deslocamento da linha de costa em direção ao continente em função da elevação do nível do mar (CATUNEANU, 2006). Esse deslocamento causa mudança nos sistemas deposicionais em decorrência da elevação do nível do mar, resultando em um padrão de empilhamento retrogradacional das fácies (Figura 10B), com a sobreposição de fácies litorâneas ou marinhas sobre fácies continentais (MITCHUM, 1977). Eventos transgressivos estão ligados ao aumento substancial da taxa de criação de espaço de acomodação, em relação à taxa do aporte sedimentar.

Nos ambientes não marinhos a transgressão é indicada pela presença de estruturas influenciadas por marés em sucessões fluviais (CATUNEANU, 2006).

Figura 10 – Ilustração esquemática dos conceitos de transgressão e regressão. Em (A) se é mostrado o nível do mar estável; em (B) ocorre a transgressão da linha de costa, cujo padrão das fácies é retrogradacional; e em (C) ocorre a regressão da linha de costa, exibindo um padrão progradacional das fácies.



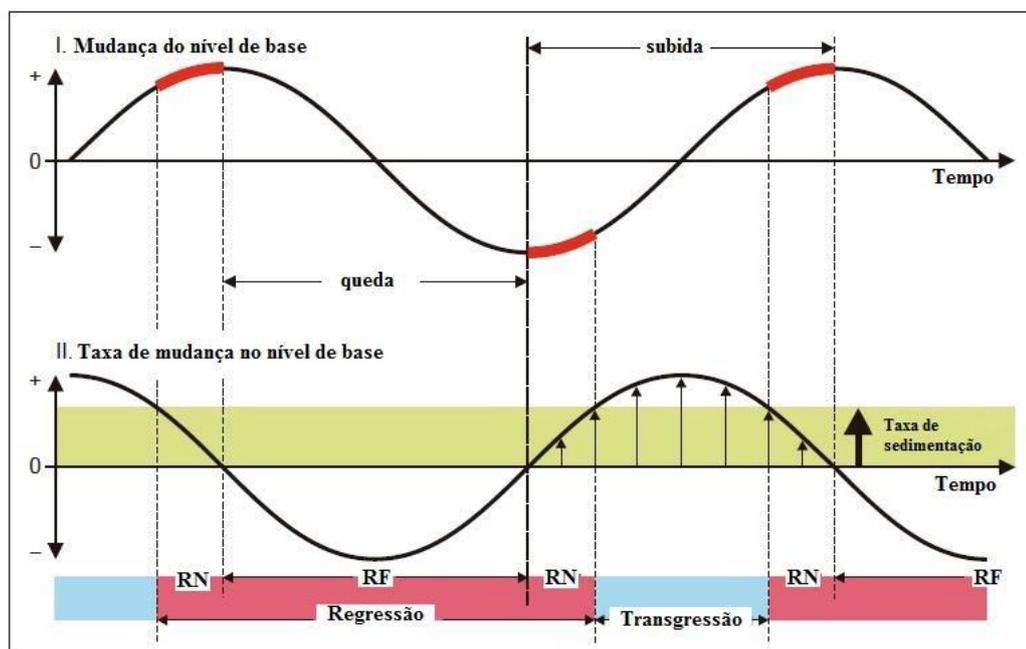
Fonte: Modificado de Catuneanu (2006).

6.2.2 Regressão

A regressão refere-se à movimentação da linha de costa em direção ao mar, que resulta em um padrão de empilhamento progradacional das fácies, com a sobreposição de fácies continentais sobre fácies litorâneas ou marinhas (Figura 10C). A regressão pode se dar de duas formas: normal ou forçada (Figuras 11 e 12, CATUNEANU, 2006).

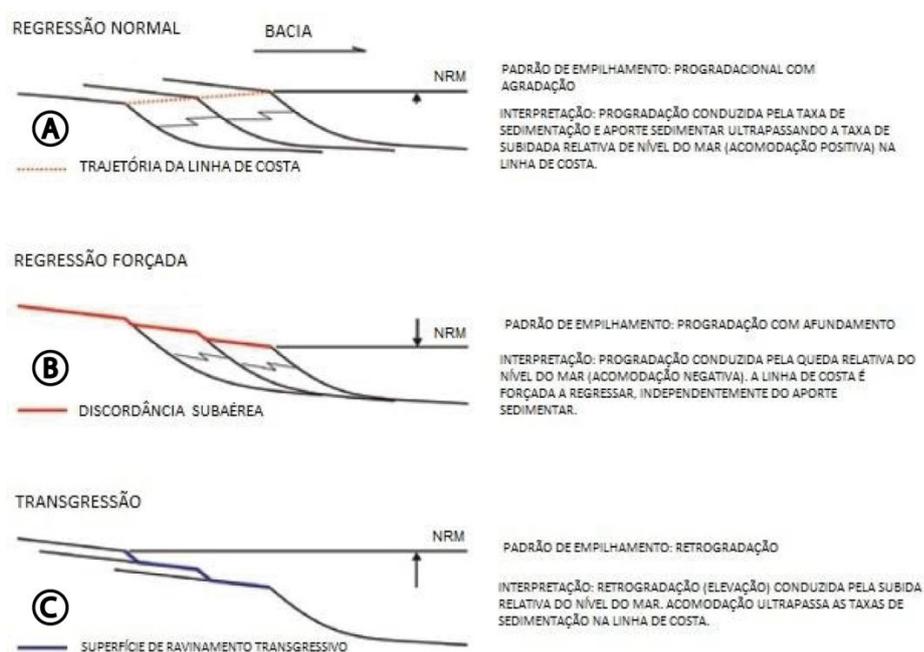
De acordo com Catuneanu (2006), nas fases iniciais da subida no nível de base – quando as taxas de subida são baixas – as taxas de sedimentação são mais suscetíveis a ultrapassar as taxas de criação de espaço de acomodação, iniciando-se o processo de regressão normal da linha de costa (Figura 12A) e tendência regressiva durante o período de mar baixo. Quando as taxas de incremento do nível de base ultrapassam as taxas de sedimentação, inicia-se o processo de transgressão da linha de costa. Nas fases finais da elevação do nível de base – quando as taxas de subida são progressivamente reduzidas – a taxa de sedimentação torna a ser predominante provocando o segundo evento de regressão normal, desta vez durante o período de mar alto. Nesta última fase, o padrão de empilhamento das fácies é tipicamente agradacional e progradacional (POSAMENTIER & ALLEN, 1999; CATUNEANU, 2002).

Figura 11 – Conceitos de transgressão, regressão normal e regressão forçada, definido pela interação entre as mudanças do nível de base e a sedimentação. (RN=Regressão Normal; RF=Regressão Forçada).



Fonte: Modificado de Catuneanu (2006).

Figura 12 – Diferentes padrões de empilhamento estratal definem a regressão normal (A), a regressão forçada(B), e (C) a transgressão (NRM=Nível Relativo do Mar).



Fonte: Modificado de Catuneanu *et al.*, (2009).

A regressão forçada é originada durante o estágio de queda do nível de base (Figura 12B) e a linha de costa é forçada a regredir independentemente do fator de sedimentação (CATUNEANU *et al.*, 2009).

O espaço de acomodação é reduzido com forte exposição subaérea e erosão das sucessões anteriormente depositadas, havendo uma progradação das fácies continentais sobre as fácies litorâneas e marinhas no sentido do mergulho deposicional da bacia, e caracterizadas por um padrão de empilhamento *downstepping* (Figura 12B).

A sucessão de mudanças transgressivas e regressivas da linha de costa representa o cenário cíclico completo da estratigrafia, onde um evento de regressão forçada, dois de regressões normais e um de transgressão manifestam-se durante um ciclo completo de mudança do nível de base (Figura 11, CATUNEANU, 2006).

O padrão arquitetural dos estratos na região próxima a linha de costa será definida pela combinação de diversos fatores, entre eles: a taxa de aporte sedimentar, taxa de queda do nível de base e do gradiente do fundo marinho (CATUNEANU *et al.*, 2009).

Segundo Nichols (2009), a incisão fluvial e formação de vales incisivos são geralmente associadas à regressão forçada, embora Catuneanu (2006) argumente que nem sempre haja necessariamente a ocorrência de incisão, podendo haver também *bypass* (transpasse) sedimentar ou até mesmo agradação.

6.3 Superfícies Estratigráficas

As superfícies na estratigrafia de sequências registram mudanças espaço-temporais nos regimes deposicionais - mudanças no ambiente deposicional, suprimento sedimentar e/ou fluxo de energia do ambiente – e fornecem informações chaves para a interpretação de sucessões sedimentares (CATUNEANU, 2006).

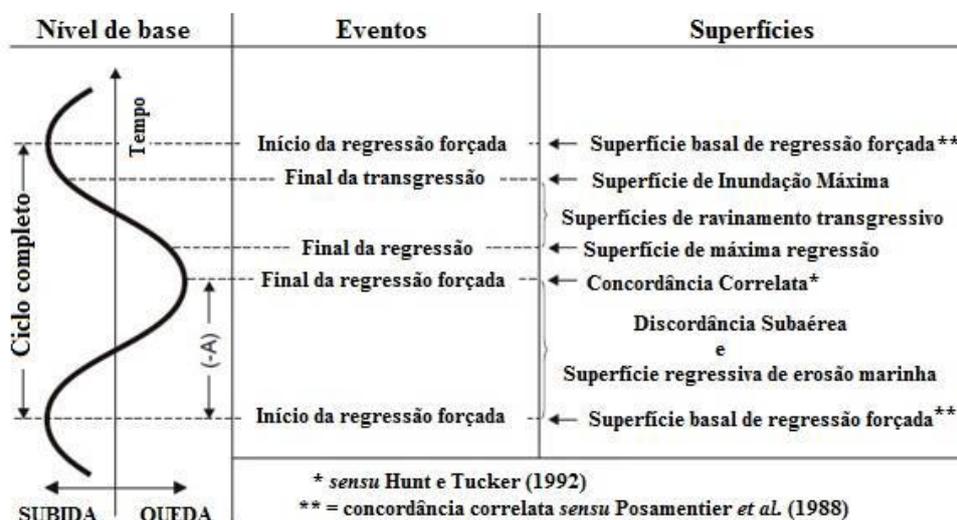
A identificação das superfícies se dá a partir de vários critérios, que incluem a natureza do contato (concordante ou discordante), a natureza das fácies que estão em contato através de uma superfície, as tendências deposicionais registradas pelos estratos abaixo e acima do contato, características fósseis e icnofósseis, minerais diagenéticos e associação das terminações estratais (CATUNEANU, 2006).

De acordo com Catuneanu (2006), as variações do nível de base e da sedimentação controlam a geração das superfícies estratigráficas, e quatro eventos são fundamentais para o desenvolvimento dos sistemas deposicionais dentro de um ciclo transgressivo e regressivo:

- I. *Início da regressão forçada*: tem início na queda do nível de base na linha de costa; é acompanhada pela mudança da fase de sedimentação para a fase de erosão e/ou *bypass* sedimentar nos ambientes fluviais e marinho raso;
- II. *Final da regressão forçada*: tem início no final da queda do nível de base na linha de costa; é acompanhada pela mudança de degradação para agradiação nos ambientes fluviais e marinho raro;
- III. *Final da regressão*: tem início na subida do nível de base na linha de costa, e marca a inversão na trajetória da linha de costa, da regressão para a transgressão;
- IV. *Fim da transgressão*: tem início na subida do nível de base na linha de costa, e marca a inversão na trajetória da linha de costa, da transgressão para a regressão.

Esses eventos são responsáveis pela formação das superfícies estratigráficas que delimitam os tratos de sistemas (Figura 13). Apesar da existência de outras superfícies internas aos tratos deposicionais, as mais adequadas para o estudo das sequências estratigráficas são:

Figura 13 – Relação dos principais eventos que controlam a geração das superfícies estratigráficas relativas ao ciclo de oscilação completa (transgressivo-regressivo) do nível de base (-A= Acomodação Negativa).



Fonte: Modificado de Catuneanu (2006).

Discordância subaérea (DS) – é definida por Van Wagoner *et al.* (1987) como uma superfície que separa estratos mais novos de mais antigos, ao longo da qual existam evidências de truncamento erosivo subaéreo ou exposição subaérea, e por extensão, indica um hiato significativo. Representa uma superfície de erosão ou não deposição gerada por incisão fluvial, degradação eólica e pedogênese durante o período de queda do nível de base (CATUNEANU, 2006). Essa superfície começa a se formar na região mais proximal da bacia e, à medida que o nível de base cai, estende-se bacia adentro atingindo sua máxima extensão durante o fim da regressão forçada da linha de costa (CATUNEANU, 2006). É também uma superfície que separa estratos rochosos não relacionados geneticamente através de um hiato da ordem de milhões de anos no registro sedimentar.

Concordância Correlativa (CC) – esta superfície é formada em ambiente marinho no final da queda do nível de base (HUNT & TUCKER, 1992). Esta superfície aproxima-se do paleo-fundo oceânico do final da regressão forçada, estendendo-se do topo da clinofoma mais jovem associada ao *offlap* da regressão forçada e é correlata da terminação da discordância subaérea em direção ao mar. Marca mudanças no padrão deposicional, onde separa depósitos de regressão forçada, abaixo, de depósitos de regressão normal, acima.

Comumente é referenciada como sinônimo de superfície basal de regressão forçada (CATUNEANU, 2006). A distinção entre esses dois tipos de conformidades correlativas é necessária, pois são separados fisicamente pelos depósitos progradacionais e em *offlap* da regressão forçada.

Superfície Basal de Regressão Forçada (SBRF) – Termo primeiramente introduzido por Hunt & Tucker (1992) para definir a base de todos os depósitos que se acumularam no ambiente marinho durante a regressão forçada da linha de costa, corresponde ao paleo-fundo oceânico do início da regressão forçada. Essa superfície tem início na base da clinofórmula mais antiga associada com *offlap*. O início da queda da superfície do mar é posicionado imediatamente abaixo da discordância subaérea dentro da área da regressão forçada da linha de costa e, havendo-se uma boa preservação dos depósitos iniciais da regressão forçada, essas duas superfícies se encontram no ponto que marca a posição da linha de costa no início da regressão forçada (CATUNEANU, 2006).

Superfície Regressiva de Erosão Marinha (SREM) – esta superfície é gerada durante a queda do nível de base quando o perfil de equilíbrio das ondas atinge e acaba por erodir, através da ação das ondas, o substrato marinho durante o período de regressão forçada. O processo de ravinamento erosivo só ocorre quando o gradiente do substrato marinho costeiro é inferior ao gradiente do perfil de equilíbrio das ondas. Nos ambientes onde o gradiente do fundo marinho apresenta-se mais inclinado, não há a ocorrência dessa superfície (CATUNEANU, 2006).

As fácies abaixo dessa superfície são representantes da plataforma continental, e acima da qual, estão situadas as fácies da face litorânea superior – *shoreface superior*, demarcando um contato erosivo que coloca em contato duas distintas fácies. Essa superfície diácrona (BATES & JACKSON, 1987) tem seu desenvolvimento bacia adentro durante a queda do nível de base.

Superfície de Máxima Regressão (SMR) – esta superfície marca a mudança na trajetória da linha de costa, separando os estratos prográdantes da fase de regressão normal de nível baixo para os depósitos subsequentes transgressivos (CATUNEANU, 2006). O final da regressão de nível baixo marca uma mudança nos regimes sedimentares com relação ao aporte sedimentar e a energia do ambiente em todos os sistemas deposicionais na bacia. Seu caráter concordante pode dar lugar a uma superfície de ravinamento, podendo estar associada ao início de uma transgressão (LOUTIT *et al.*, 1988; GALLOWAY, 1989).

No ambiente marinho raso, seu posicionamento está no topo de depósitos com padrão granocrescente ascendente e, a depender da taxa de elevação do nível do mar, pode ser marcada por um nítido contato arenito-folhelho, caso a transgressão seja rápida suficiente ou ainda haja uma redução significativa na taxa de suprimento sedimentar.

Diferentemente, nos ambientes continentais o seu reconhecimento é mais difícil, podendo ser encontrada na base de depósitos estuarinos, marcados pela transição de fácies de

centro de bacia para fácies fluviais, ao mesmo tempo em que sua posição no ambiente fluvial seja interpretada a partir da mudança de um sistema fluvial entrelaçado para um sistema fluvial meandrante (CATUNEANU, 2006).

A superfície de regressão máxima segmenta o trato de sistema de nível baixo (TSNB) do trato de sistema transgressivo (TST).

Superfície Transgressiva (ST) – A *Superfície Transgressiva* situa-se na base do trato de sistema transgressivo (TST), sendo formada por ações erosivas e pela remobilização de sedimentos provocada por marés e/ou ondas durante o trajeto da linha de costa em direção ao continente. Na maioria dos casos, ocorrem superimpostas dois tipos de superfícies de ravinamento transgressivo – geradas por ondas e marés – que formam *onlap* pela antepraia transgressiva (CATUNEANU, 2006).

Dependendo da intensidade do ravinamento que ocorre durante a fase de transgressão, os depósitos transgressivos praias e fluviais podem não se preservar e, então, a superfície de ravinamento pode truncar algum estrato mais velho.

As incisões causadas pelo retrabalhamento das correntes de maré nos ambiente parálisos durante a transgressão da linha de costa deixam seu registro na base dos depósitos do complexo da boca do estuário. Já aquelas formadas na *shoreface superior* por ação das ondas, deixam seu registro de materiais retrabalhados no substrato marinho (CATUNEANU, 2006).

Superfície de Inundação Máxima (SIM) – esta superfície se origina no final da transgressão, separando os estratos retrogradantes transgressivos, em baixo, de estratos progradantes de regressão normal de mar alto, em cima. Esta mudança ocorre durante a subida do nível de base, geralmente acompanhado por um aumento do aporte sedimentar, que ultrapassa a taxa de elevação do nível de base (CATUNEANU, 2006).

A presença de estratos progradantes acima identifica a superfície de inundação máxima com uma superfície de *downlap* nas seções sísmicas. Quando os depósitos transgressivos estão ausentes, a superfície de inundação máxima ocorre associada a um contraste litológico e separa duas distintas sucessões de estratos granocrescentes ascendentes (CATUNEANU, 2006).

Nos ambientes marinhos e costeiros, a SIM são indiscutivelmente as mais fácies feições estratigráficas para se usar na subdivisão de sucessões estratigráficas, pois estão representadas por extensas áreas de seções condensadas (sedimentação hemipelágica e pelágica) que se formam quando a linha de costa atinge sua máxima posição dentro do continente (GALLOWAY, 1989; POSAMENTIER & ALLEN, 1999).

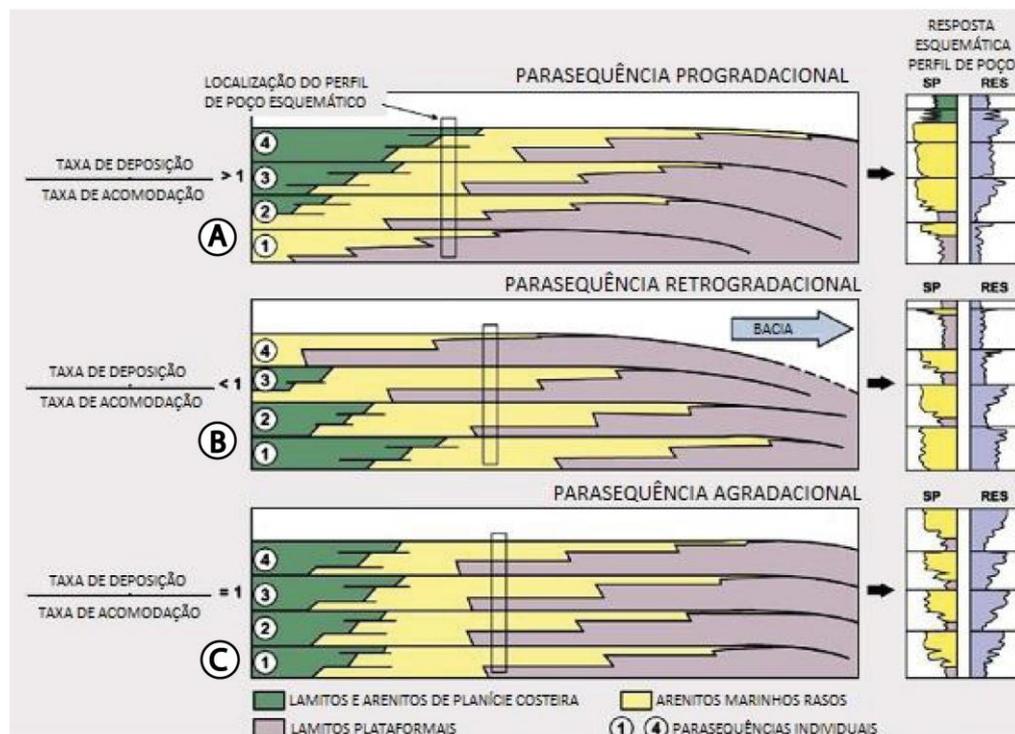
6.4 Parassequências

Segundo Van Wagoner *et al.* (1988), parassequências e conjuntos de parassequências são os blocos básicos de uma sequência. Para esse mesmo autor, uma parassequência é “*uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados limitados por uma superfície de inundação marinha ou suas superfícies correlatas*”. Os padrões de empilhamento dos conjuntos de parassequências são usados em conjunto com as superfícies estratigráficas e suas posições para definir os tratos de sistemas.

Dependendo da superfície estratigráfica que uma suposta superfície inundação realmente é, uma parassequência pode assumir qualquer identidade a partir de sequências transgressivas e regressivas, como por exemplo, onde há um corte abrupto no suprimento sedimentar no início da transgressão, a superfície de inundação é constituída por uma superfície regressiva máxima (CATUNEANU, 2006).

O padrão de empilhamento das parassequências dentro de um conjunto de parassequências pode ser progradacional, retrogradacional e agradacional (Figura 14), dependendo da razão entre a taxa de sedimentação e a taxa de acomodação.

Figura 14 – Conjunto de parassequências progradacionais (A), retrogradacionais (B) e agradacionais (C).



Fonte: Modificado de Van Wagoner (1988).

6.5 Tratos de Sistemas

Trato de Sistemas (TS; BROWN E FISHER, 1977) compreende uma associação de sistemas deposicionais contemporâneos, e que por sua vez compõem partes fundamentais de uma sequência (CATUNEANU, 2006).

Os TS são interpretados com base nos padrões de empilhamento das fácies com tendências deposicionais características, cuja posição dentro de uma sequência deposicional é definida com base na determinação das superfícies limítrofes (CATUNEANU, 2006).

De acordo com Catuneanu (2006), a partir da curva de variação do nível de base é possível identificar quatro tratos de sistemas:

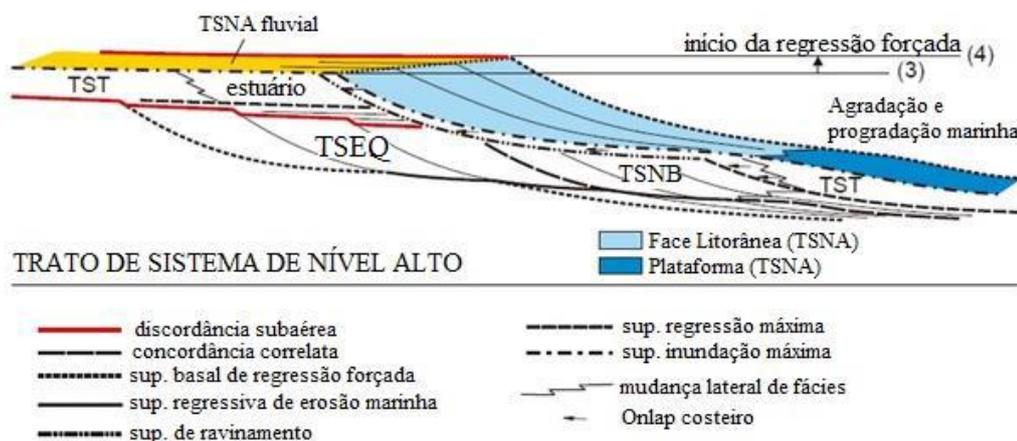
- Trato de Sistemas de Nível Alto;
- Trato de Sistemas de Estágio de Queda
- Trato de Sistemas de Nível Baixo; e
- Trato de Sistemas Transgressivo.

TRATO DE SISTEMAS DE NÍVEL ALTO (TSNA) – o TSNA forma-se durante os estágios finais de elevação do nível de base, quando as taxas de acomodação são menores do que as taxas de sedimentação, gerando uma regressão normal da linha de costa (CATUNEANU, 2006). Como consequência, os padrões de empilhamentos das parassequências são caracterizados por uma combinação de processos agradacionais e progradacionais.

O TSNA é limitado na base por uma Superfície de Inundação Máxima (SIM) e no topo por uma combinação de três superfícies que inclui uma porção da Discordância Subárea (DS), da Superfície Basal de Regressão Forçada (SBRF) e a porção mais velha da Superfície Regressiva de Erosão Marinha (SREM, Figura 15).

De forma geral, o TSNA pode ser dividido em dois distintos estágios: i) inicial – marcado por taxas relativamente altas de elevação do nível de base e caracterizado por uma forte componente agradacional; e ii) final – constituído por taxas de elevação do nível de base relativamente mais baixas, caracterizado por uma componente progradacional mais significativa (CATUNEANU, 2006).

Figura 15 – Ilustração da arquitetura do TSNA com suas superfícies estratigráficas limítrofes e padrões de empilhamento dos estratos (TSNA=Trato de Sistemas de Nível Alto, TSEQ=Trato de Sistemas de Estágio de Queda, TST=Trato de Sistemas Transgressivo, TSNB=Trato de Sistemas de Nível Baixo)



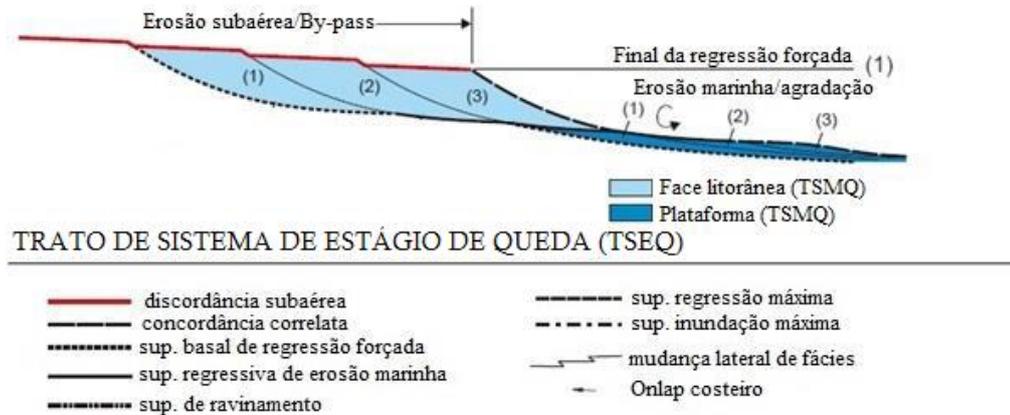
Fonte: Modificado de Catuneanu (2006).

TRATO DE SISTEMAS DE ESTÁGIO DE QUEDA (TSEQ) – o TSEQ inclui todos os estratos acumulados na bacia sedimentar durante a regressão forçada da linha de costa. Seus depósitos associados à regressão forçada consistem principalmente de fácies marinhas rasas e profundas que se acumularam concomitantemente à formação da DS na porção continental da bacia. O TSEQ é limitado no topo por uma composição de superfícies que inclui a DS, sua CC e a porção mais jovem da SREM, e na base pela SBRF e pela SREM (Figura 16, CATUNEANU, 2006).

Durante a queda do nível de base a linha de costa é forçada a avançar em direção à bacia, ocorrendo então a migração dos depósitos fluviais até a plataforma continental. A formação da DS em regiões continentais e parálicas da bacia podem envolver a combinação de processos que incluem além da incisão fluvial, *bypass*, karstificação, pedogênese e deflação (CATUNEANU, 2006). Com o início da queda do nível de base a linha de costa é forçada a avançar em direção à bacia em conjunto com os depósitos fluviais que chegam até a plataforma continental.

Apesar de representar uma característica comum do TSEQ, o processo de incisão fluvial pode não ocorrer no case de bacias marinhas rasas que exibem uma plataforma de baixo declive (CATUNEANU, 2006). São feições diagnósticas do TSEQ o registro de depósitos costeiros de paleo-linhas de costa deixadas para trás com a crescente retração da linha de costa, decorrente do processo de regressão forçada. (CATUNEANU, 2006).

Figura 16 – Ilustração da arquitetura deposicional do TSEQ com suas superfícies estratigráficas limítrofes e padrões de empilhamento estratal (TSEQ=Trato de Sistemas de Estágio de Queda).

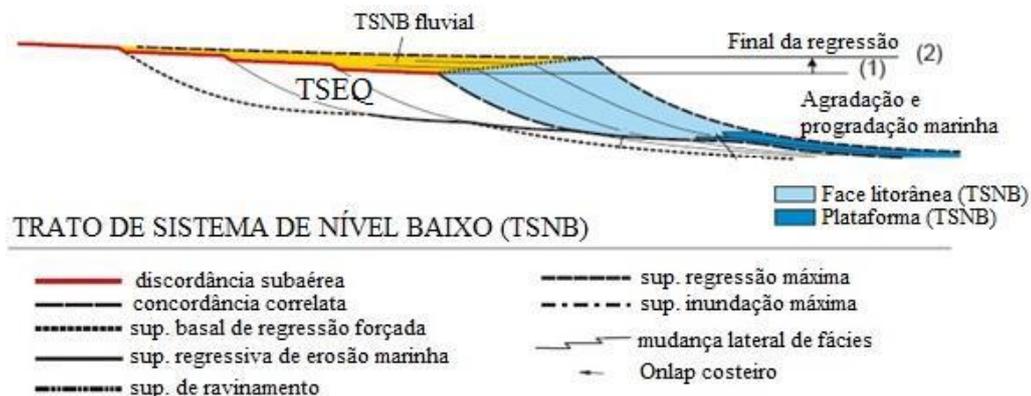


Fonte: Modificado de Catuneanu (2006).

TRATO DE SISTEMAS DE NÍVEL BAIXO (TSNB) – o TSNB é limitado na base por uma DS e sua CC e no topo pela SMR (Figura 17). Esse trato se forma durante os estágios iniciais de elevação do nível de base quando a taxa de elevação é ultrapassada pela taxa de sedimentação (CATUNEANU, 2006).

Os depósitos de TSNB tendem a serem mais grossos em termos de tamanhos dos grãos, tanto na porção continental quanto na porção marinha rasa da bacia. A porção profunda da bacia, por sua vez, registra a ocorrência de fluxos turbidíticos de baixa densidade depositados no substrato marinho com declives menos íngremes que no TSEQ (CATUNEANU, 2006).

Figura 17 – Ilustração da arquitetura deposicional do TSNB com suas superfícies estratigráficas limítrofes e padrões de empilhamento dos estratos (TSNB=Trato de Sistemas de Nível Baixo, TSEQ=Trato de Sistemas de Estágio de Queda).

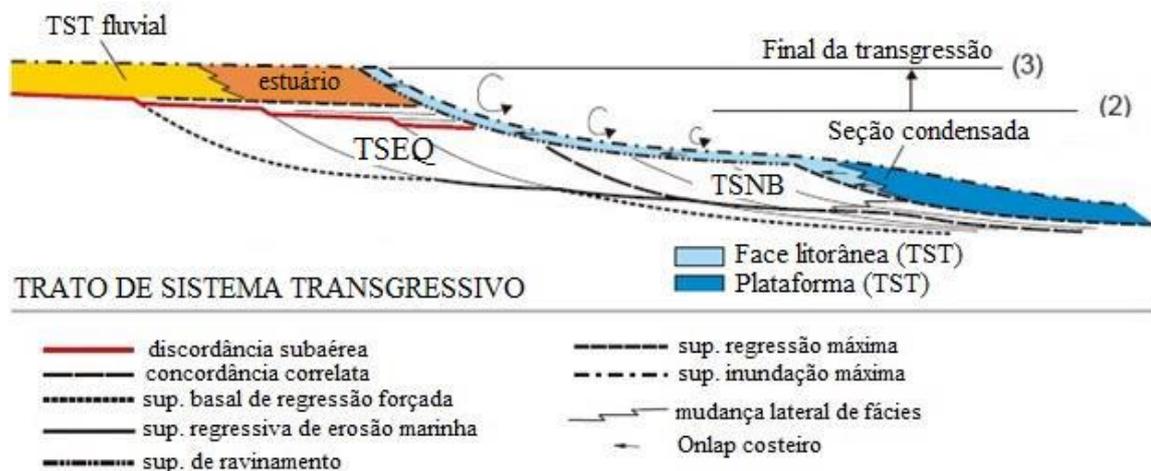


Fonte: Modificado de Catuneanu (2006).

TRATO DE SISTEMAS TRANSGRESSIVO (TST) – o TST é limitado na base por uma SMR e no topo por uma SIM (Figura 18), sendo formado durante o estágio de elevação do nível de base quando a taxa de elevação ultrapassa a taxa de sedimentação na linha de costa (CATUNEANU, 2006). Este trato é reconhecido pelo padrão de empilhamento retrogradacional, resultando em uma sucessão granodécrescente ascendente nas sucessões continentais e marinhas.

Os depósitos fluviais e costeiros do TST podem ser espessos devido às taxas de sedimentação e de espaço de acomodação criado, havendo deposição dos sedimentos na porção rasa da bacia, e deixando a parte marinha sedenta por sedimentos (LOUTIT *et al.*, 1988).

Figura 18 – Ilustração da arquitetura deposicional do TST com suas superfícies estratigráficas limítrofes e padrões de empilhamento dos estratos (TST=Trato de Sistemas Transgressivo, TSEQ=Trato de Sistemas de Estágio de Queda, TSNB=Trato de Sistemas de Nível Baixo).



Fonte: Modificado de Catuneanu (2006).

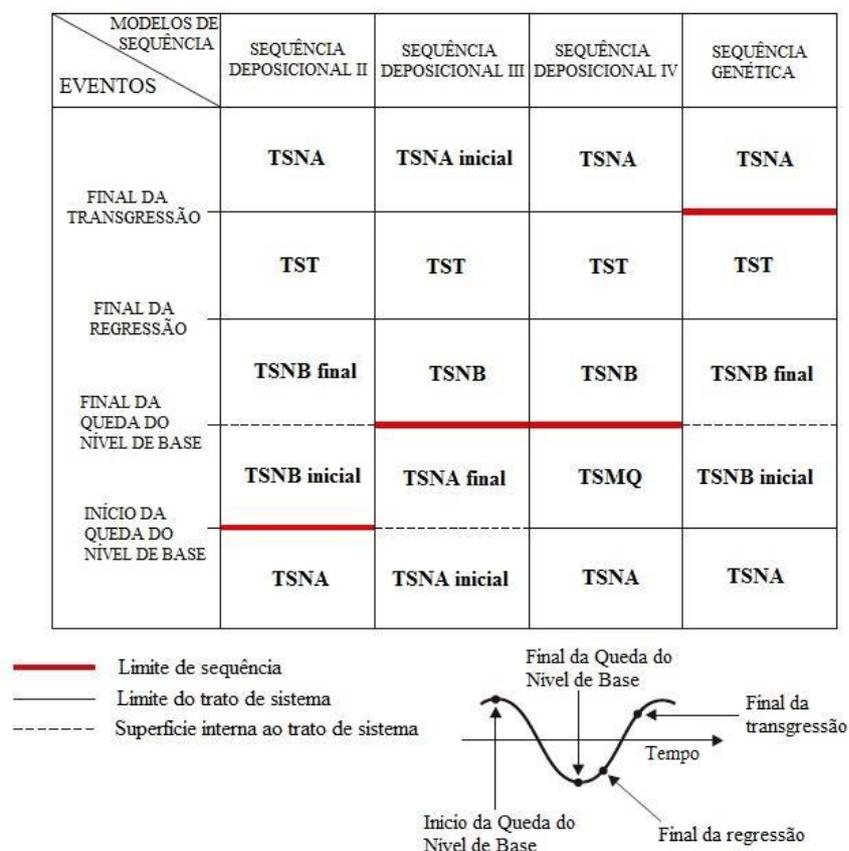
A parte fluvial da bacia geralmente apresenta estruturas de ação de maré (SHANLEY & MCCABE, 1993), sendo caracterizada por um perfil vertical granodécrescente ascendente. Os canais fluviais ocorrem dispostos no registro sedimentar como corpos arenosos isolados e localizados nas porções onde há o predomínio dos sedimentos finos da planície de inundação.

Os vales incisivos, herdados da fase de rebaixamento do nível de base (TSEQ) e que ocasionalmente não foram preenchidos pelos depósitos do TSNB, podem ser preenchidos pelos depósitos estuarinos do TST, principalmente nas regiões próximas à linha de costa (DALRYMPLE, 1994).

6.6 Sequências deposicionais

Durante as últimas décadas houve uma propagação de modelos para a Estratigrafia de Sequência (Figura 19), com uma série de variações nas definições das superfícies estratigráficas e dos respectivos tratos de sistemas associados. Dentre todos os modelos, o que mais tem destaque é o de sequência deposicional.

Figura 19 – Diversificação de modelos da Estratigrafia de Sequência e suas superfícies e tratos de sistemas associados.



Fonte: Modificado de Catuneanu (2006).

No modelo de sequência deposicional, a DS e sua CC são adotadas como o limite de uma sequência. Esse modelo de sequência tem sua origem na Sismoestratigrafia (PAYTON, 1977), buscando-se o entendimento das relações entre a arquitetura deposicional de preenchimento de bacias sedimentares e as oscilações eustáticas.

Segundo Catuneanu (2006), o principal mérito do modelo da sequência deposicional é que os limites de uma sequência são definidos com relação à curva de variação do nível de base e são, portanto, independentes das taxas de sedimentação.

6.7 Sismoestratigrafia

Surgida no final dos anos 1960, a sismoestratigrafia (ou estratigrafia sísmica) teve um rápido desenvolvimento na primeira metade da década de 70, estabelecendo-se definitivamente como um método de análise estratigráfica a partir da interpretação de dados sísmicos, o qual permitiu uma melhor compreensão da evolução tectono-sedimentar de uma bacia (VAIL *et al.*, 1977). Os conceitos de sismoestratigrafia publicados no *Memoir #26* pela Associação Americana de Geólogos do Petróleo (AAPG) (PAYTON, 1977) lançaram os fundamentos da moderna Estratigrafia de Sequências, a qual busca o entendimento das relações entre a arquitetura deposicional de preenchimento de bacias e as oscilações eustáticas (POSAMENTIER *et al.*, 1988).

As reflexões sísmicas seguem linhas de tempo síncronas, em geral com metade do comprimento de onda ($\pm 1/2\lambda$). Vail *et al.* (1977) consideram que as interfaces causadoras das reflexões sísmicas entre dois pacotes de estratos são geradas a partir do contraste de impedância acústica correspondendo, principalmente, às superfícies estratais e às discordâncias. As superfícies estratais correspondem aos níveis de acamamento, sendo, portanto, paleosuperfícies deposicionais, as quais são praticamente síncronas em quase toda sua extensão, podendo, todavia, haver pequenas variações temporais sem significância em termos de escala de tempo geológico (RIBEIRO, 2001). As discordâncias são superfícies de erosão ou não deposição, em ambos os casos implicando na ausência física de intervalo deposicional. Deste modo, as discordâncias apesar de não se constituírem como uma superfície síncrona, possuem um importante significado cronoestratigráfico, pois delimitam estratos mais jovens acima, de estratos mais antigos, situados abaixo.

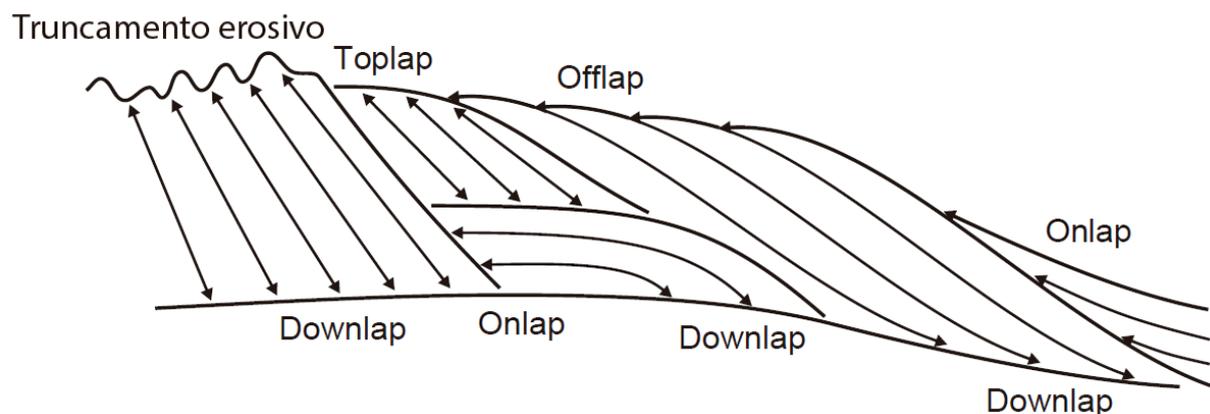
6.7.1 Terminações Estratais

As terminações estratais foram originalmente definidas por Mitchum *et al.*, (1977), através da interpretação de seções sísmicas de reflexão. As terminações estratais são definidas pela relação geométrica entre os estratos e as superfícies estratigráficas contra as quais elas terminam, sendo melhores observadas largas escalas, ou em particularmente seções sísmicas 2D (CATUNEANU, 2006).

Cinco tipos de terminações estratais podem ser usadas na identificação de superfícies da Estratigrafia de Sequências (Figura 20):

- *Downlap* – quando uma reflexão/estrato, inicialmente inclinada, termina mergulho abaixo contra uma superfície originalmente horizontal ou inclinada. Pode ser interpretada como o limite basal de uma unidade estratigráfica;
- *Offlap* – padrão que representa o avanço no sentido *offshore* das terminações mergulho acima de estratos concordantes. Esta superfície geralmente representa uma regressão forçada, pois os avanços das terminações mergulho acima indica a queda do nível de base e exposição das unidades previamente depositadas;
- *Onlap* – quando uma reflexão/estrato inicialmente horizontal termina deposicionalmente contra uma superfície inclinada, ou quando uma reflexão/estrato com certa inclinação termina deposicionalmente mergulho acima contra uma superfície de maior inclinação. Delimitam o limite lateral de uma unidade estratigráfica.
- *Toplap* – quando uma reflexão/estratos terminam lateralmente e mergulho acima de reflexões/estratos inclinados (clinoformas) contra uma superfície sobrejacente, diminuindo gradualmente de espessura mergulho acima e ascendendo ao limite superior assintoticamente. Representa um hiato-deposicional e se desenvolve quando o nível de base é baixo.
- *Truncamento erosivo* – quando uma reflexão/estratos inclinados (clinoformas) terminam lateralmente contra uma superfície erosiva sobrejacente, geralmente associada ao desenvolvimento de um relevo erosivo ou de uma discordância angular.

Figura 20 – Tipos de terminações estratigráficas.



Fonte: Modificado de Catuneanu (2006).

6.8 Cronoestratigrafia

De acordo com a Subcomissão Internacional de Classificação Estratigráfica (*International Subcommission on Stratigraphic Classification – ISSC*), a Cronoestratigrafia é o ramo da estratigrafia que estuda as relações de tempo relativo e as idades de corpos de rochas, estratificados ou não, que foram formados durante um intervalo específico de tempo geológico. Desse modo, têm-se as unidades cronoestratigráficas que representam todas as rochas formadas durante um intervalo de tempo da história da Terra, e por outro lado, as unidades geocronológicas como, por exemplo, Período, Época, Idade, etc., que foram estabelecidas com base nas grandes modificações das formas de vida que ocorreram na superfície terrestre. Essas unidades são separadas entre si por superfícies isócronas (ou cronohorizontes) ou com mesmas idades em qualquer lugar.

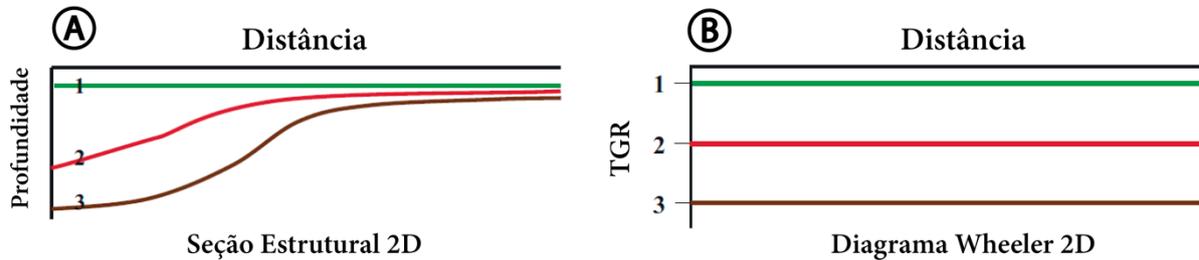
6.8.1 Cartas cronoestratigráficas – Diagramas Wheeler

Uma unidade estratigráfica apresenta uma natureza 4D como anteriormente se foi reconhecido por Wheeler & Maurice (1948), sendo o tempo a propriedade que constitui os fundamentos do conceito de Tempo-Estratigrafia de Harry E. Wheeler (Wheeler, 1958). Seus gráficos “*tempo-estratigráficos*”, denominados como Diagrama Wheeler, tem sido amplamente utilizados pelos geólogos por várias décadas como um meio de compreender as relações de unidades de rochas no espaço (2D) e tempo (Wheeler, 1958).

Tais diagramas são geralmente construídos por meio do mapeamento de um conjunto de superfícies em uma seção estrutural (Figura 21A), por exemplo, afloramentos, seções transversais sísmicas ou painéis de correlação de poços. As superfícies mapeadas podem ser as superfícies da Estratigrafia de Sequências, tais como a superfície de inundação/regressão máxima e a discordância subaérea, que, reconhecidamente, são mais bem conhecidas que as outras. Um tempo arbitrário é atribuído a cada superfície, seguindo a lei de sobreposição de tal forma que uma superfície é considerada como uma linha de tempo que separa estratos mais antigos, de mais novos (Figura 21B). Isto estabelece uma série temporal relativa que pode ser utilizada para criar um diagrama de Wheeler (Figura 21B, QAYYUM, *et al.*, 2015).

Nesses diagramas, o eixo *y* é o tempo geológico relativo (TGR), e o eixo *x* (isto é, a distância horizontal) pode permanecer o mesmo. No domínio Wheeler, uma superfície anteriormente curva, é planificada no eixo *y*, permitindo a maximização visual do espaço-tempo existente entre duas superfícies cronoestratigráficas (QAYYUM, *et al.*, 2015).

Figura 21 – Construção do Diagrama Wheeler a partir do mapeamento de superfícies em seção estrutural. Em (A) um esboço esquemático de uma seção transversal estrutural com a interpretação das superfícies 1,2 e 3. Essas superfícies, ordenadas estratigraficamente, formam juntas uma escala arbitrária de TGR. A partir do processo de horizontalização dessas superfícies se é construído o Diagrama Wheeler (B).



Fonte: Modificado de Qayyum et al., (2015).

Após a origem dos diagramas de Wheeler, o conceito tornou-se uma prática comum na interpretação estratigráfica de superfície e subsuperfície, consolidando-se como uma ferramenta chave para interpretar uma unidade estratigráfica dentro de uma estrutura espaço-temporal definida (QAYYUM, *et al.*, 2015). O diagrama também ajuda intérpretes na construção de um arcabouço da Estratigrafia de Sequências, permitindo a análise dos tratos de sistemas em termos de sua relação com o nível de base, hiatos, tempo e localização geográfica, bem como predizer a localização dentro da bacia de potenciais rochas-reservatório para a exploração e produção de hidrocarbonetos. Além disso, os diagramas servem também como uma ferramenta fundamental na melhoria de cartas cronoestratigráficas padrão que, em geral, não tem a dimensão espacial (BRUIN & BOUANGA, 2007 *apud* QAYYUM, *et al.*, 2015).

7. MATERIAIS E MÉTODOS

O dado de acesso público utilizado na realização deste trabalho foi fornecido pelo Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) da Agência Nacional do Petróleo (ANP), e consiste de uma seção sísmica pós-empilhamento (*pós-stack*) não migrada (figura 24A). A localização geográfica da linha sísmica na Bacia de Pelotas é mostra na figura 1.

Para o processamento, interpretação e análise do dado sísmico de reflexão utilizou-se o *software* OpendTect Pro® (versão licença acadêmica). O fluxo de trabalho implementado no *software* é mostrado na figura 22, e cada etapa realizada está descrita abaixo.

Figura 22 Fluxograma das etapas de processamento implementadas no *software* OpendTect Pro®.

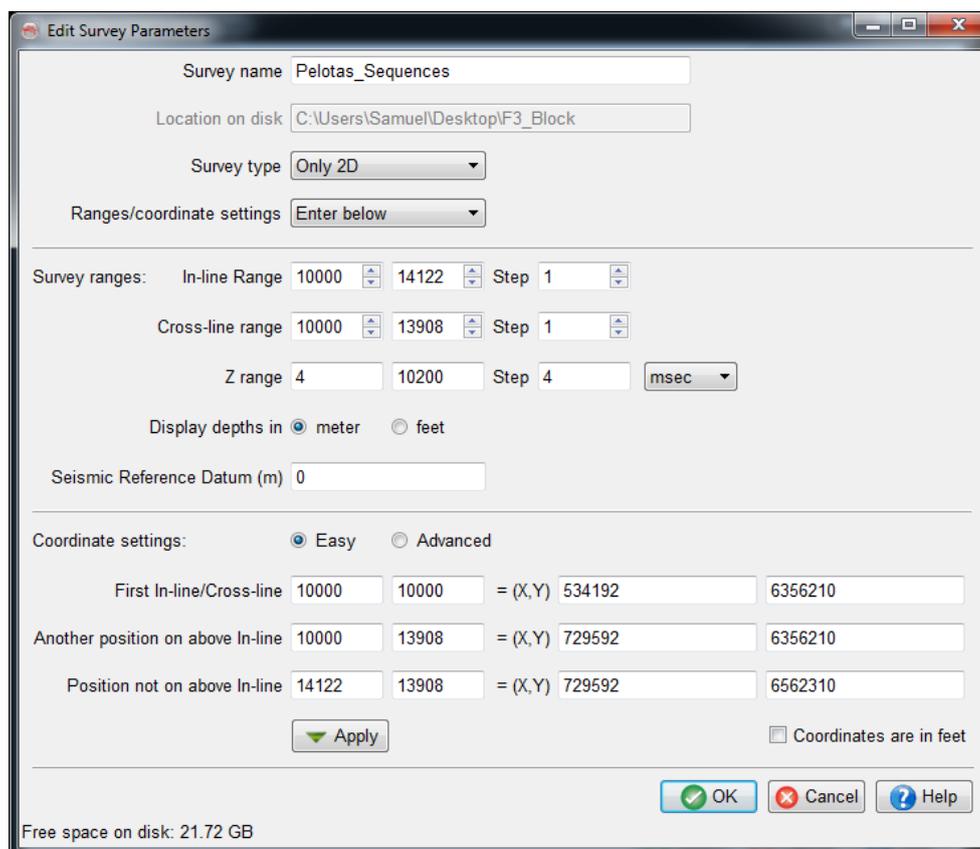


Fonte: *O Autor*.

7.1 Dado sísmico

A primeira etapa consistiu de criar-se um novo projeto sísmico (*survey*), sendo utilizado como seu limite as coordenadas geográficas da linha sísmica, conforme mostrado na figura 23. Depois de configurado o novo levantamento, a seção sísmica foi carregada através da ferramenta de importação de arquivos no formato SEGY.

Figura 23 – Janela de configuração do levantamento no *software* OpendTect Pro®, com os parâmetros e limites geográficos do levantamento.



Fonte: O Autor.

7.2 Filtro Mediano de Mergulho Orientado (Dip Steered Median Filter)

Na etapa seguinte foi realizado o procedimento de filtragem do dado, visando obter uma melhora na razão entre o sinal sísmico e o ruído, e por consequência, ressaltar a continuidade das reflexões sísmicas. Dentre a gama de filtros de frequência disponíveis nos atributos de avaliação (*Evaluate Attributes*) do *software*, foi-se aplicado o *Filtro Mediano de Mergulho Orientado (Dip Steered Median Filter - DSMF)*.

Este filtro atua em um volume de dados onde os eventos coerentes são amplificados e o ruído aleatório é reduzido, aumentando, deste modo, a interpretabilidade geral dos dados sísmicos e melhorando o desempenho dos vetorizadores automáticos de horizontes (*automatic horizons trackers*).

Basicamente o filtro opera a partir da coleta das amplitudes localizadas dentro de um raio de busca pré-definido pelo usuário e substitui o valor no centro pelo valor

mediano das amplitudes sísmicas, onde o raio de busca segue os mergulhos locais do *Cubo de Mergulho Orientado (Steering Cube)*.

O *DSMF* em combinação com o *Steering Cube* funciona da seguinte forma:

1. Um raio de pesquisa é pré-definido pelo usuário;
2. A partir de uma posição inicial, é extraída a primeira amplitude;
3. O mergulho local e o azimute são rastreados até o próximo traço sísmico;
4. A amplitude interpolada neste ponto é extraída.
5. Os passos 3 e 4 são repetidos para todos os traços contidos dentro do raio de busca pré-definido;
6. A amplitude na posição inicial é então substituída pelo valor médio de todas as amplitudes extraídas.
7. Os passos de 2 à 6 são repetidos iterativamente para todas as amostras no *Steering Cube*.

7.3 *Cubo de Mergulho Orientado (Dip Steering)*

Nesta etapa foi calculado o atributo de mergulho orientado dos refletores sísmicos. Esse procedimento consiste em mapear os mergulhos globais (*Background Steering Cube*) e detalhados (locais; *Detailed Steering Cube*) de um conjunto de dados por vetorização automática (*auto-tracking*).

A orientação dos mergulhos é calculada a partir de uma posição inicial e então armazenada em um *Steering Cube*. Este contém dois valores em cada posição de amostra sísmica (traço): o mergulho na direção da linha de aquisição (*inline*) e o mergulho na direção da linha imediatamente transversal (*cross-line*) a essa direção.

Normalmente são utilizados dois tipos de *Steering Cube*. O *Detailed Steering Cube* usado geralmente quando se há a necessidade de preservar os detalhes locais dos dados sísmicos, e o *Background Steering Cube* que contém menos ruído e os mergulhos calculados seguem as direções e tendências estruturais globais.

Na etapa posterior de construção do *Cubo de Horizontes (HorizonCube)* optou-se por utilizar o *Background Steering Cube* dado que este refletiu de forma mais apropriada a estratigrafia da Bacia de Pelotas, em detrimento do uso do *Detailed Steering Cube*.

7.4 Falhas e Horizontes

Nesta etapa foram interpretados os principais horizontes estratigráficos através da ferramenta de vetorização automática (*auto tracking*) do *software* OpendTect Pro®, e modificados de forma manual (*Manual Draw*) quando necessário. Em decorrência da falta de dados geofísicos de poço e da impossibilidade da calibração sísmica-poço (*Well-to-Seismic Tie*), os horizontes sísmicos foram interpretados e correlacionados as suas respectivas idades de acordo com o trabalho de Fontana (1996). Estes horizontes por sua vez possuem grande precisão de calibração bioestratigráfica e caracterizam discordâncias erosivas e/ou deposicionais (sequências de 2º e 3º ordem) para a Bacia de Pelotas.

7.5 Cubo de Horizontes (*HorizonCube*)

Nesta última etapa foi calculado o *Cubo de Horizontes* através do processo iterativo que consiste fundamentalmente em quatro etapas básicas:

- i) Em primeiro lugar grandes superfícies limitantes devem ser mapeadas com rastreadores de horizontes, das quais anteriormente foram já mapeadas;
- ii) Em segundo lugar, todos os possíveis horizontes intermediários são rastreados automaticamente, uma vez já definido os limite superior e inferior de uma unidade estratigráfica em específico. Cada horizonte intermediário rastreado corresponde a uma linha do tempo geológico, isto é, um evento cronoestratigráfico.

Nesta etapa, dois modos de definição de vetorização automática são possíveis: o modelo orientado (*model driven*) e o dado conduzido (*data driven*). Na abordagem *model driven*, a superfície cronoestratigráfica é calculada por interpolação ou adição de horizontes paralelos à superfície limitante superior ou inferior definidas. No modo *data driven*, os eventos cronoestratigráficos seguem o mergulho e azimute local ou global dos eventos sísmicos monitorados automaticamente (GROOT *et al.*, 2006). Este último modo requer obrigatoriamente o *Steering Cube* calculado na etapa 3;

- iii) Em terceiro lugar no processo é a transformada de Wheeler. Basicamente, consiste de uma operação de planificação (ou achatamento) dos dados sísmicos – ou atributos derivados – ao longo dos horizontes rastreados automaticamente, que enfatiza truncamentos e hiatos de erosão e/ou deposição. O estudo dos dados sísmicos no

domínio da Transformada Wheeler aumenta consideravelmente a compreensão da distribuição espacial e de temporização da deposição dos sedimentos; e

iv) Em último lugar é realizada a análise integrada dos dados sísmicos, concomitantemente no domínio estrutural e domínio Wheeler.

Para o processo de análise sincronizada em ambos os domínios faz-se necessário uma interpretação dos tratos de sistemas deposicionais pela divisão das sequências e a inspeção da distribuição espacial das sequências, no domínio estrutural e no domínio transformado de Wheeler, permitindo ao usuário identificar os tratos de sistemas deposicionais e especificá-los por unidade cronoestratigráfica.

8. RESULTADOS E DISCUSSÕES

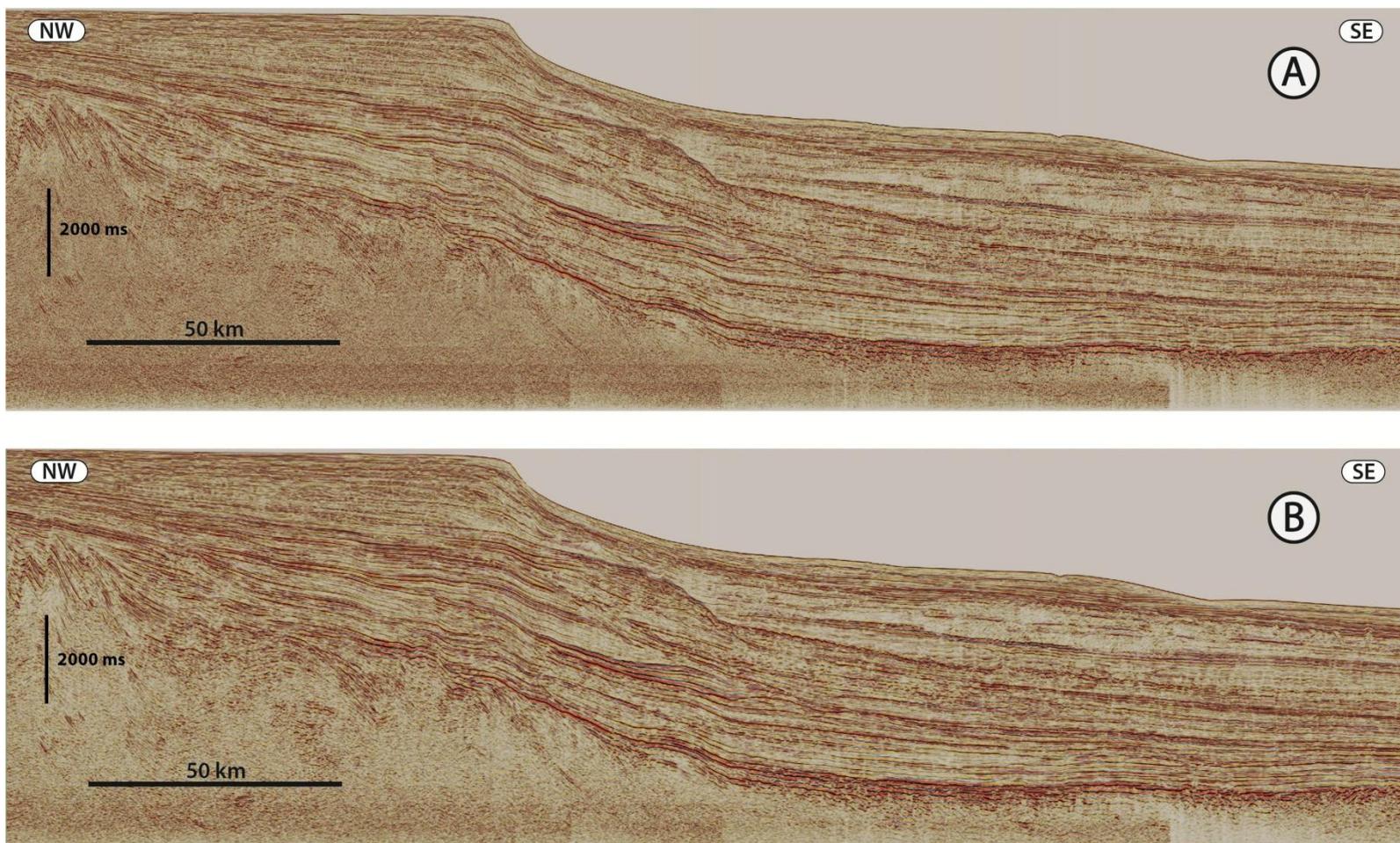
A partir da aplicação do filtro *DSMF* na seção sísmica da Bacia de Pelotas obteve-se uma nova seção com níveis menores de ruído e uma melhor qualidade do sinal sísmico. Os refletores das sequências basais mais proximais da plataforma interna e também aqueles da plataforma rasa superior/talude, mais jovem, tornaram-se mais nítidos, permitindo o reconhecimento e a subdivisão estratigráfica em unidades deposicionais mais evidentes, limitados em sua grande maioria na sua porção inferior e superior por superfícies de boa continuidade lateral.

A figura 24B mostra a seção sísmica após a aplicação do filtro *DSMF* e remoção do ruído.

A análise e interpretação sísmica possibilitou a divisão da Bacia de Pelotas em 16 sequências de 2^a e 3^a ordens, correlacionadas de acordo com Fontana (1996). A figura 25 mostra a linha sísmica com os horizontes interpretados.

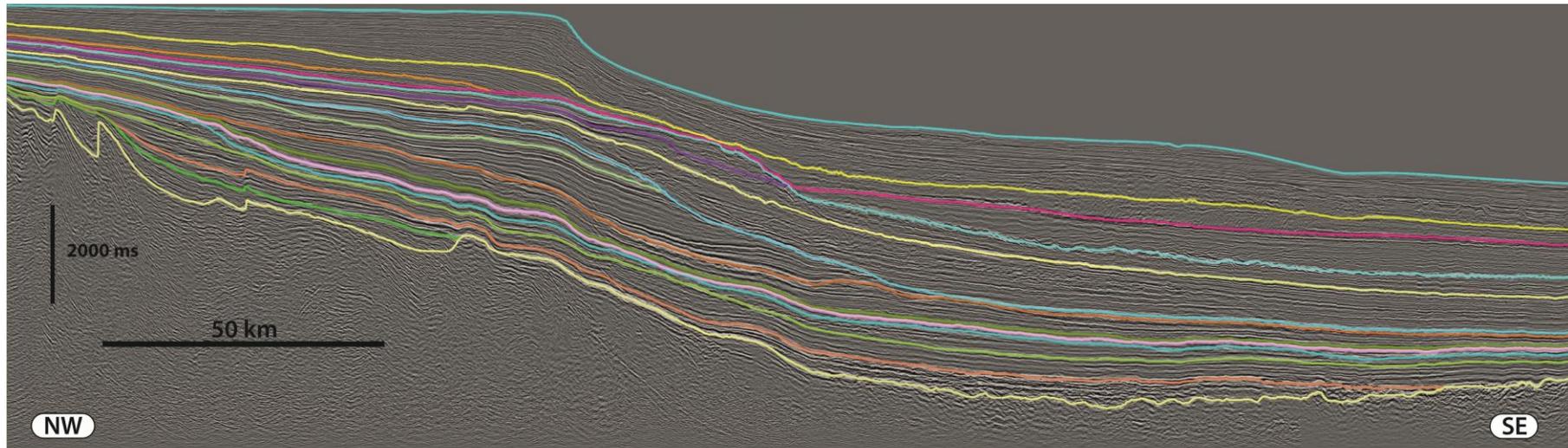
A seguir serão apresentadas as descrições dos horizontes e das sequências sísmicas mapeadas.

Figura 24 – Seção sísmica 0228-0315 da Bacia de Pelotas. Em (A) é mostrada a linha sísmica *pós-stack* sem processamento, e em (B) é mostrada a linha *pós-stack* com a aplicação do filtro *DSMF*.



Fonte: *O Autor*

Figura 25 – Seção sísmica da Bacia de Pelotas com os horizontes estratigráficos interpretados e idades correlacionadas de acordo com Fontana (1996).



LEGENDA

- | | |
|--|--|
|  Plioceno-Holoceno (Plioc-Holoc) |  Campaniano Inferior-Maastrichtiano Superior (Cam Inf-Maas Sup) |
|  Mioceno Superior-Plioceno (Mioc Sup-Plioc) |  Turoniano Superior/Coniaciano Inferior-Campaniano Inferior (Tu/Co-Camp Inf) |
|  Mioceno Inferior-Mioceno Superior (Mioc Inf-Mioc Sup) |  Albiano Inferior/Médio-Turoniano Superior/Coniaciano Inferior (Alb Inf/Med-Tur-Co) |
|  Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (Olig Sup-Mioc Inf) |  Aptiano Inferior-Albiano Inferior/Médio (Apt Inf-Alb Inf/Med) |
|  Oligoceno Superior (Olig Sup) |  Rifte |
|  Oligoceno Inferior-Oligoceno Superior (Oligo Inf-Olig Sup) | |
|  Eoceno Médio/Superior-Oligoceno Inferior (Eoc Med/Sup-Olig Inf) | |
|  Eoceno Inferior-Eoceno Médio/Superior (Eoc Inf-Eoc Med/Sup) | |
|  Paleoceno Superior-Eoceno Inferior (Paleoc Sup-Eoc Inf) | |
|  Paleoceno Inferior-Paleoceno Superior (Paleoc Inf-Paleoc Sup) | |
|  Maastrichtiano Superior-Paleoceno Inferior (Maas Sup-Paleoc Inf) | |

Fonte: *O Auto*

8.1 Estratigrafia de Sequências da Bacia de Pelotas

8.1.1 Megassequência Rifte (130-120 Ma)

Essa megassequência é caracterizada pela sedimentação síncrona à movimentação e compartimentalização dos sítios de deposição pelos altos estruturais, ocorrendo exclusivamente dentro dos meio-*grábens* assimétricos da fase rifte, e assentada diretamente sobre o embasamento da bacia.

A parte inferior e superior dessa sequência apresenta refletores fortes e pouco contínuos, sendo o horizonte do seu contato inferior com o embasamento não muito bem definido, e de difícil rastreamento lateral.

Essa unidade, relativamente pouco espessa, ocorre a leste do sistema de falhamentos antitéticos originados durante o estágio de ruptura, e estende-se em direção ao mergulho deposicional da bacia profunda.

Internamente, as reflexões apresentam mergulho acentuando, e em progressivo *onlap* na direção dos altos estruturais.

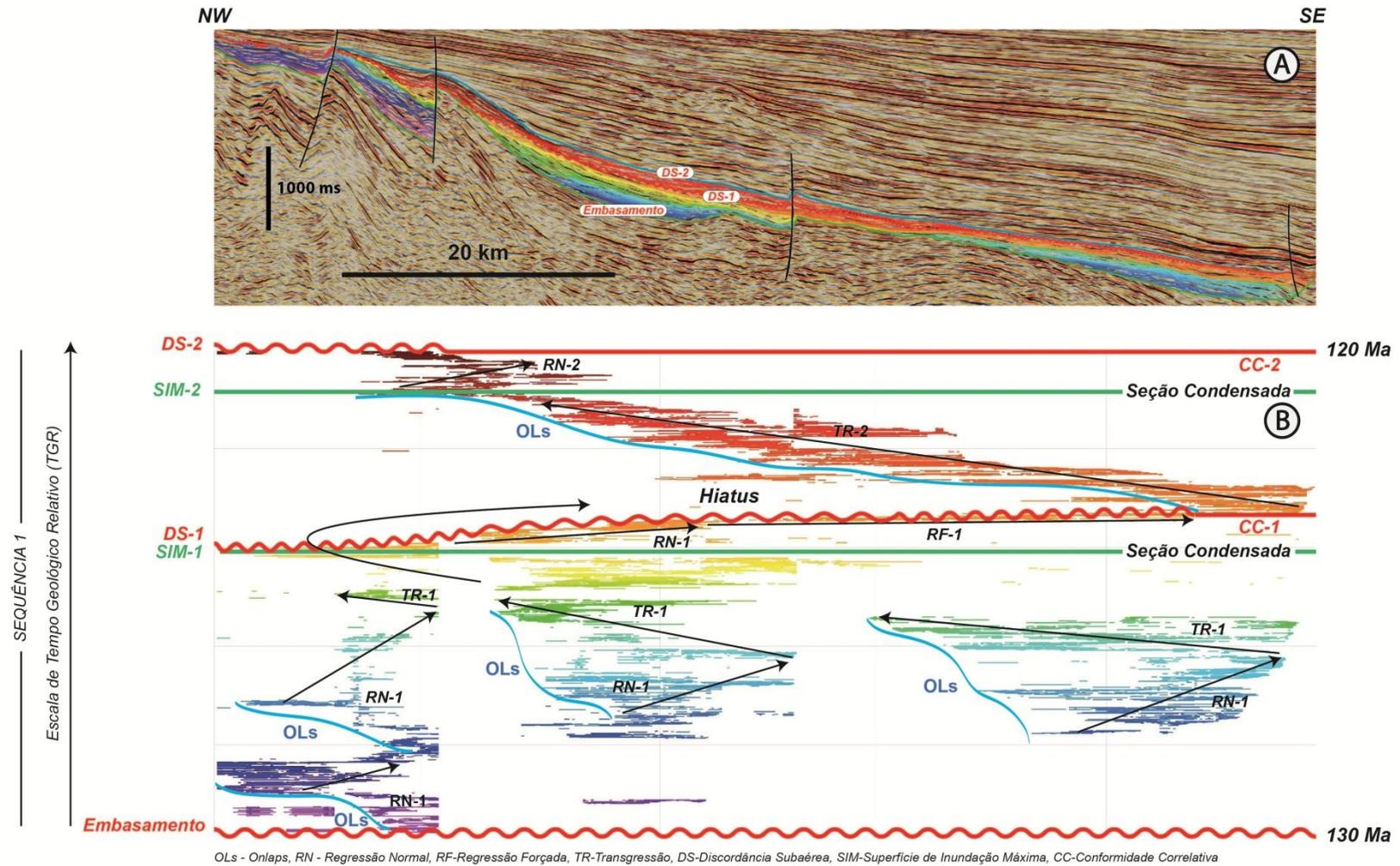
O diagrama cronoestratigráfico apresentado na figura 26 mostra que o preenchimento inicial dessa megassequência se deu pelo progressivo *onlap* em direção aos altos estruturais localizados a oeste, onde a fase de sedimentação compartimentalizados dentro dos riftes é denotada por um ciclo eustático completo de 2ª ordem, marcado pelos eventos de regressão normal de nível baixo (RNNB), transgressão até a superfície de inundação máxima, regressão normal de nível alto (RNNA), seguido da geração de uma discordância subaérea que arrasa a topografia regional.

A análise da carta cronoestratigráfica deixa evidente que está associada a essa megassequência, a existência de duas sequências de 3ª ordem.

De acordo com Fontana (1996), o difícil rastreio da reflexão/contato inferior dessa sequência com o embasamento deve-se certamente ao grande número de fluxos interrompidos de lava, e que por sua vez causam o padrão caótico de reflexões na base da sequência.

Ainda de acordo com o mesmo autor, as rochas do topo dessa unidade rifte são representadas pela sucessão siliciclástica tipicamente continental de conglomerados com siltitos subordinados da Formação Cassino, tendo-se desenvolvidas

Figura 26– Sequência 1. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.



Fonte: O Autor

8.1.2 Sequência Aptiano Inferior-Albiano Inferior/Médio (113-104 Ma)

Esta unidade possui em sua base um refletor muito forte e contínuo na região do talude, todavia as reflexões da base observadas nas porções mais distais tornam-se severamente mais irregulares e descontínuas, difíceis de serem mapeadas a longas distâncias. Deslocando-se em direção à linha de costa, o topo dessa unidade assenta-se truncadamente sobre a megassequência da fase *Rifte*.

As reflexões internas ao longo de sua extensão em direção à bacia profunda apresenta fácies sísmicas tipicamente plataformais, com geometria em lençol de alta amplitude e boa continuidade. Essa fácies sísmica é indicadora de alternância litológica, como por exemplo, folhelho/siltitos-arenito-carbonatos, e que por sua vez sugerem processos de alternância de alta e baixa energia em ambiente relativamente extenso e uniforme.

Uma importante feição que se é observada nesta unidade é que ela espessa gradativamente em direção à plataforma e na direção da bacia profunda. De forma diferente, na região do talude esta unidade apresenta suas menores espessuras.

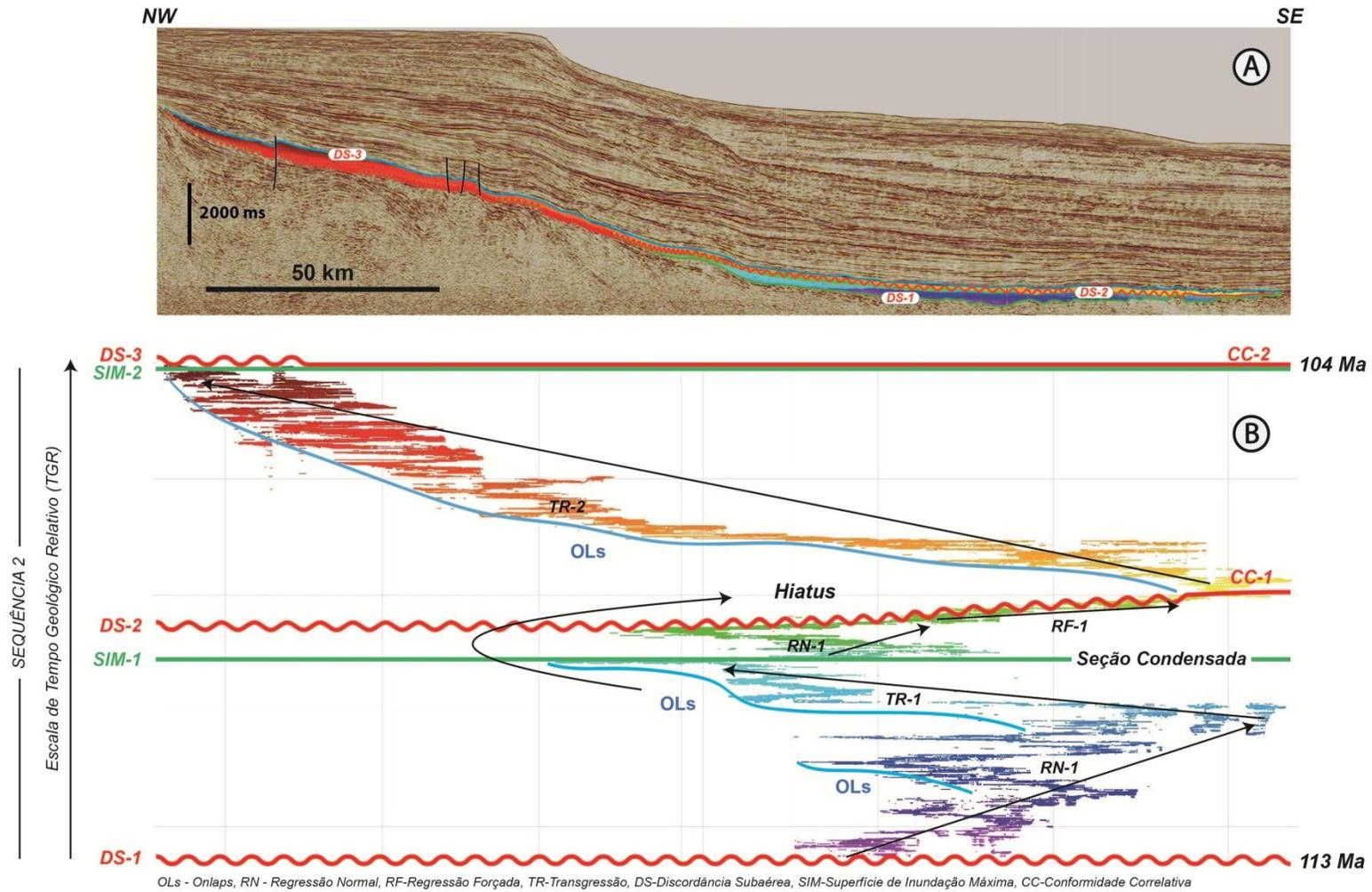
O diagrama cronoestratigráfico dessa sequência mostra um progressivo padrão de *onlap* da bacia profunda que migra vertical e temporalmente para a região rasa da plataforma (Figura 27), e em direção ao continente.

A primeira sequência desta unidade, de 3ª ordem, é composta por todos os tratos deposicionais, que migram até a porção próxima ao sopé do talude da bacia. Um novo rebaixamento encerra a sedimentação dessa sequência.

A sequência superior, diferentemente da primeira, e inferior, não apresenta todos os tratos deposicionais completos. Nesta sequência, trato de sistema predominantemente desenvolvido é o trato de sistema transgressivo, carregando junto de si a superfície de inundação máxima até a plataforma rasa.

De acordo com Fontana (1996), essa sequência registra o início da deriva continental, e é marca uma fase de implantação do ambiente marinho franco e da formação de plataformas carbonáticas, as quais, com a crescente aceleração da deriva continental e o avanço do nível do mar, assumem um caráter claramente retrogradacional.

Figura 27– Sequência 2. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.



Fonte: O Autor

8.1.3 Sequência Albiano Inf./Médio-Turoniano Sup./Coniaciano Inf. (104-90 Ma)

Esta unidade apresenta na região do talude e no início da bacia profunda, reflexões pouco contínuas, em geral de baixa amplitude, representado possivelmente os depósitos bacinais profundos de assentamento lento. Em direção à região da plataforma rasa, há a ocorrência de reflexões mais íngremes e quase contínuas de média a alta amplitude, o que pode estar associado à alternância faciológica de arenitos, folhelhos e calcilitos em ambiente de alternância de alta e baixa energia, relativamente extenso e uniforme.

Outra importante feição, é que esta sequência avança em direção ao continente, em progressivo adelgaçamento, e recobrando os sedimentos dos *grábens* e sedimentos da Fase *Rifte*, até o seu completo desaparecimento junto à plataforma rasa.

O diagrama cronoestratigráfico para essa sequência mostra um progressivo *onlap* em direção à plataforma rasa (Figura 28).

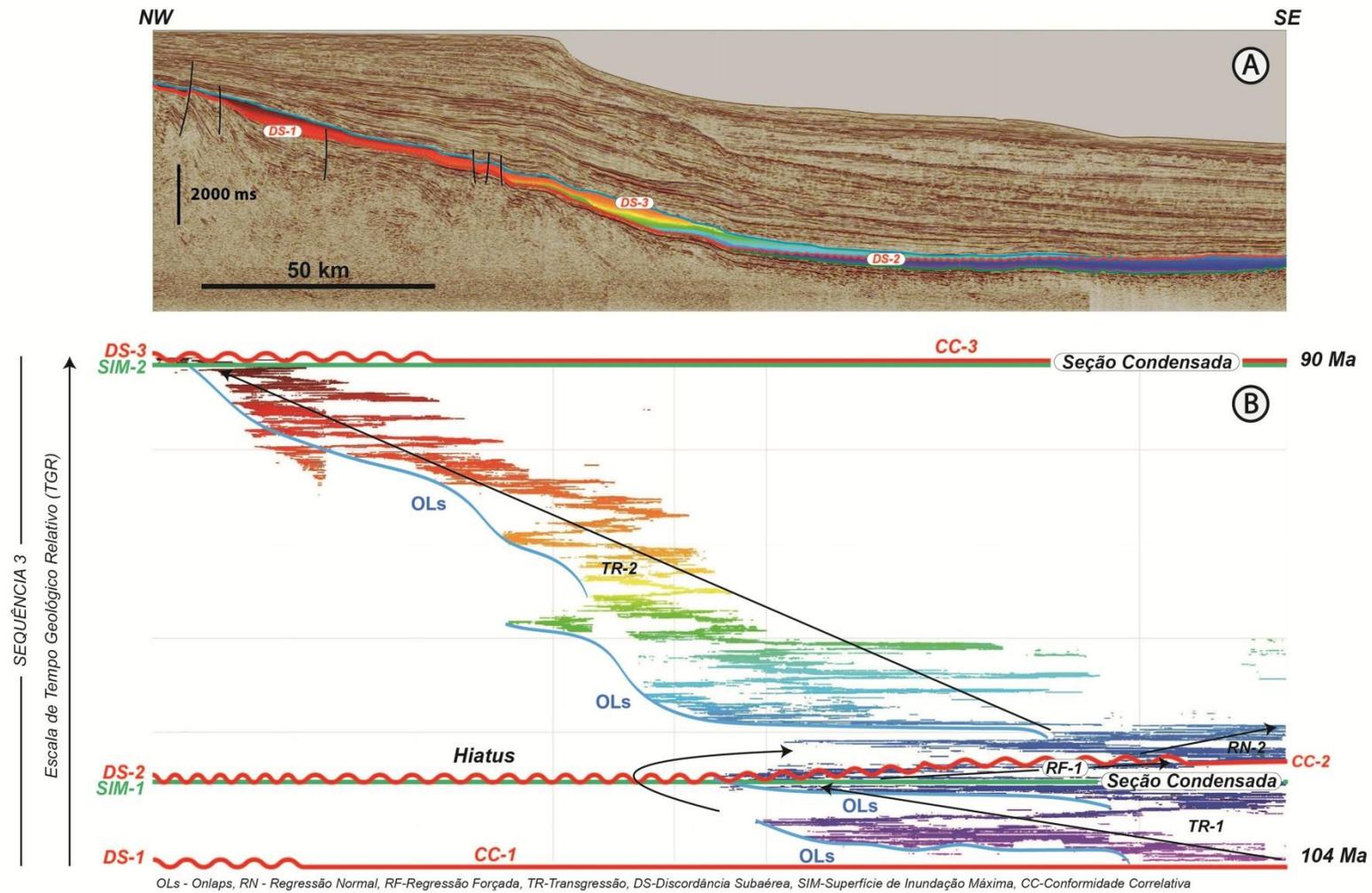
A sequência inferior deposita-se em progressivo *onlap* proximamente ao sopé do talude da bacia profunda, e exhibe em linhas gerais, um evento transgressivo. Esse conjunto de parassequências poderia ser interpretado como leque de borda de bacia de acordo com Fontana (1996).

A segunda sequência deposita-se inicialmente na porção profunda da bacia, com parassequências progradacionais e com regressão normal, sucedidos por um evento de transgressão e deposição de parassequências retrogradacionais em *onlap* sobre o talude, avançando em direção à plataforma rasa. Essa segunda sequência, mais espessa em direção à plataforma, não apresenta todos os tratos de sistemas deposicionais, sendo composta principalmente por parassequências transgressivas.

Processo de subsidência é acelerado e tem taxas de variação maiores que as taxas de queda do nível do mar, fazendo com que o aprofundamento bacia seja mais rápido do que a entrada de sedimentos (HUBBARD, 1988 *apud* FONTANA, 1996). Esta sequência provavelmente se desenvolveu sobre essas condições.

De acordo com Fontana (1996), esta sequência teve seu desenvolvimento após uma subida generalizada do nível do mar, que também causou a retrogradação das plataformas carbonáticas albianas da sequência precedente, acompanhada de intensa subsidência térmica a partir do Eocenomaniano, possível nesta época de formação da bacia com a acentuada criação de espaço de acomodação.

Figura 28– Sequência 3. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.



Fonte: O Autor

8.1.4 Sequência Turoniano Sup./Coniaciano Inf.-Campaniano Inferior (90-80 Ma)

Esta unidade apresenta no talude e em sua porção distal reflexões pouco contínuas, em geral, de média a baixa amplitude. Nas proximidades da plataforma rasa, estão presentes reflexões tipo *hummock* a caóticas, de baixas e médias amplitudes. Ainda indo-se em direção à plataforma interna, há o aparecimento de segmentos de reflexões paralelas e descontínuas.

Essa unidade apresenta suas menores espessuras na porção do talude, e em direção à bacia profunda e à plataforma interna aumenta gradualmente a sua espessura.

O diagrama cronoestratigráfico dessa sequência mostra uma tendência geral de *onlaps* em direção ao talude e sobre a plataforma rasa interna, com o aparecimento de parassequências principalmente transgressivas (Figura 29).

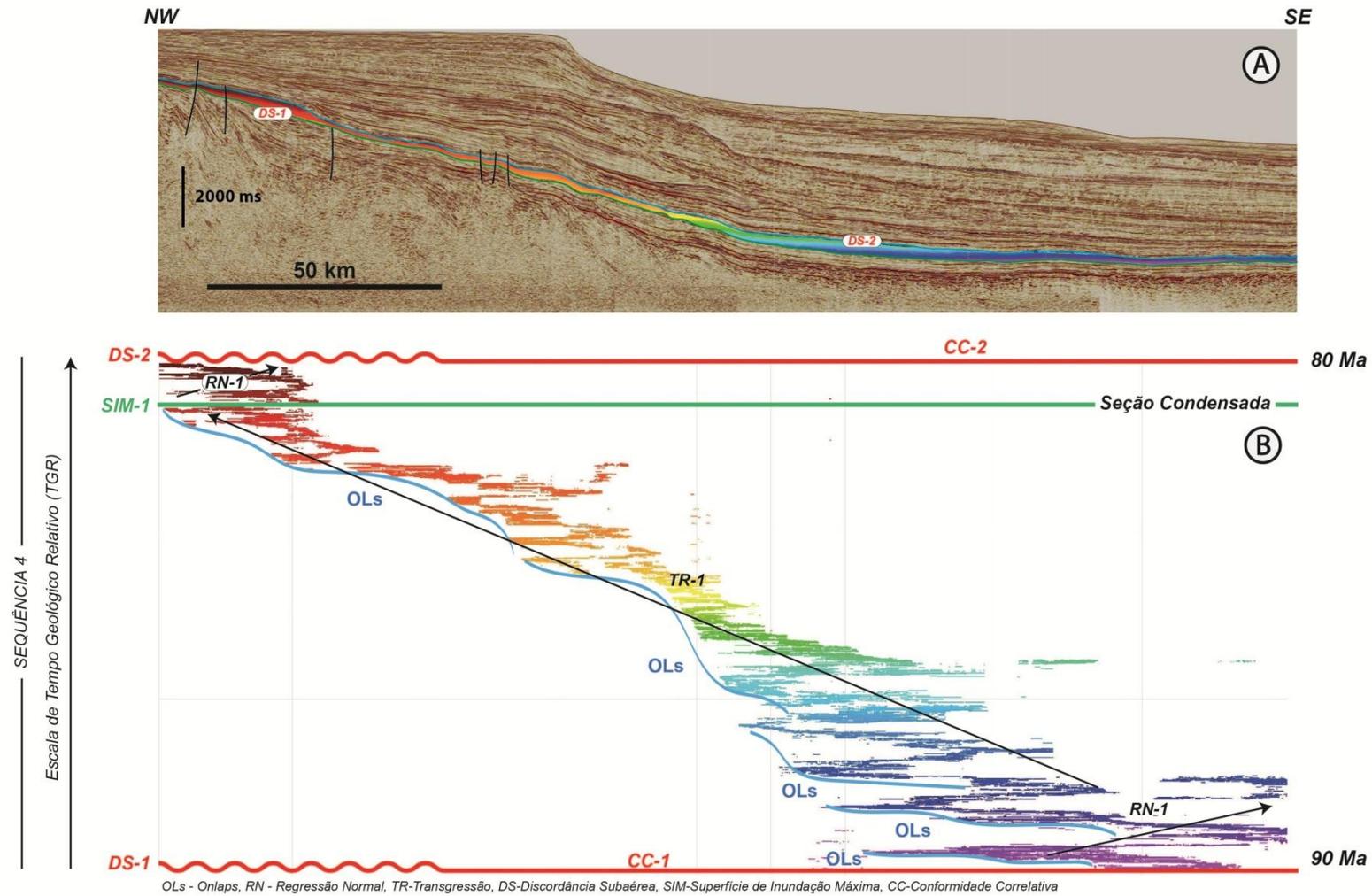
A cunha de mar baixo, ora depositada na porção distal da bacia profunda aparenta ter considerável espessura, e apresenta superfícies de *downlap* sobre a sequência sotoposta.

O trato transgressivo, preponderante no desenvolvimento dessa sequência, inicia-se na bacia profunda e no final, acaba por inunda a plataforma.

Em seguida, implantou-se a RNNA, relativamente pouco desenvolvida, e representada na sísmica, por reflexões finamente progradantes, oblíquas, suavemente mergulhantes, e terminadas acima e abaixo com *toplap e downlap*. Essas camadas normalmente estão no limite da resolução sísmica, e são denominadas como sismofácies *shingled*, interpretadas como resultantes da progradação de ambientes deposicionais em água rasa.

De acordo com Fontana (1996), nesta unidade se é notada a quase completa extinção dos carbonatos na Bacia de Pelotas. A fisiografia de fundo refletia, aproximadamente, as formas das sequências depositadas anteriormente, todavia, sem nenhuma nítida distinção entre as regiões plataformais e de talude, com a prevalência da morfologia de fundo de uma bacia tipo rampa.

Figura 29 – Sequência 4. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.



Fonte: O Autor

8.1.5 Sequência Campaniano Inferior-Maastrichtiano Superior (80-66/68 Ma)

Na porção da bacia profunda, essa sequência apresenta refletores plano-paralelos, com a regular a boa continuidade e de média a grande amplitude. De forma muito restrita, ocorre na porção próxima à base do talude a sismofácies caótica, esta possivelmente estando associada a escorregamentos gravitacionais.

Na plataforma interna há a presença de reflexões contínuas de média a alta amplitude.

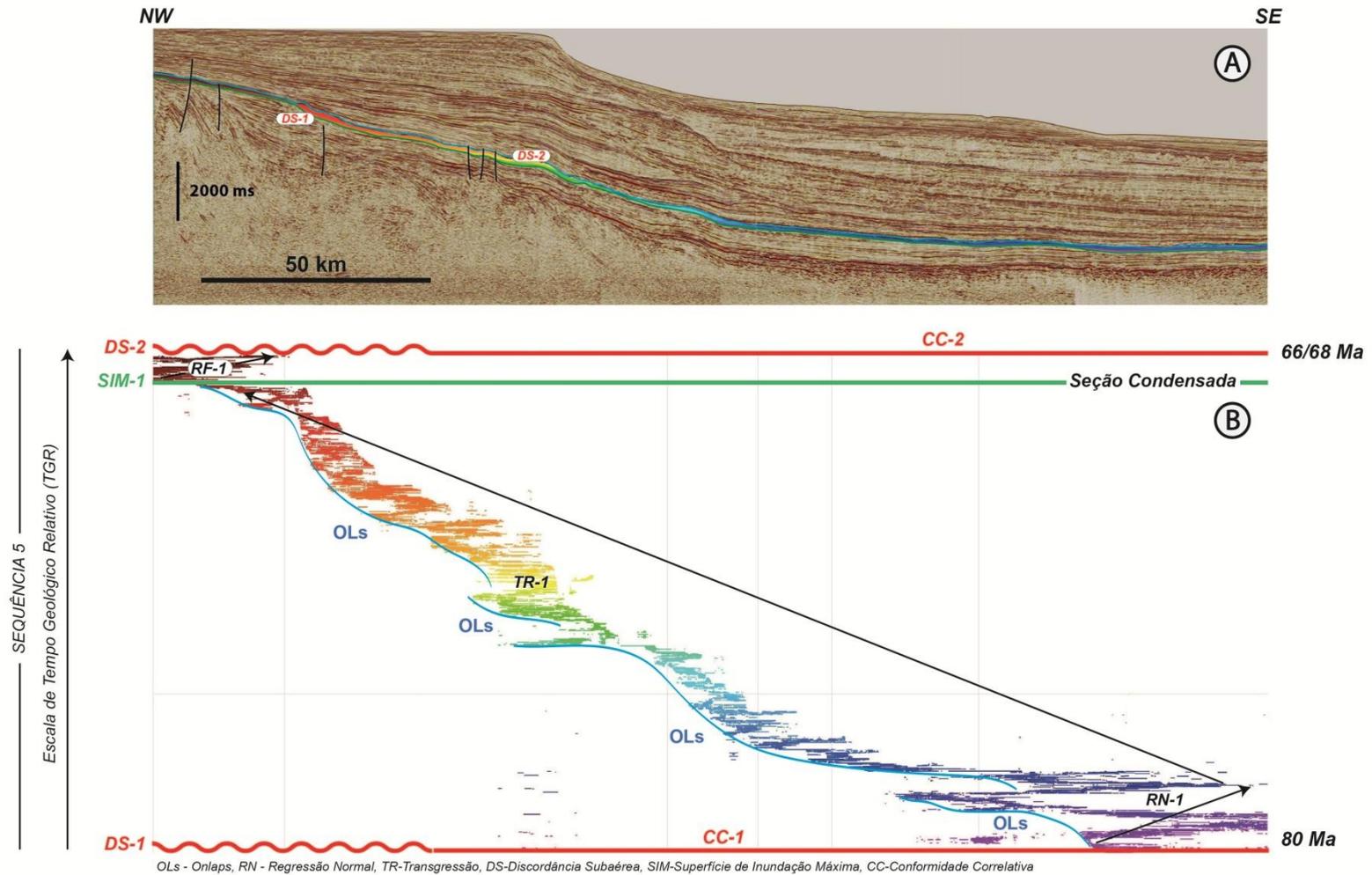
O diagrama cronoestratigráfico para essa unidade mostra a existência de uma sequência completa, e de tendência em geral transgressiva. (Figura 30).

A RNNB é pouco espessa, depositada na bacia profunda em *downlap* sobre a sequência sotoposta.

Neste diagrama o trato transgressivo atua como principal componente na geração dos conjuntos de parassequências retrogradacionais. Esses depósitos são caracterizados pelo progressivo *onlap* na base do talude, até a superfície de inundação máxima na plataforma interna. De maneira geral, esse trato é o principal componente dessa sequência.

A RNNA, instaurada após a chegada da SIM, incorpora à plataforma seus depósitos de natureza regressiva.

Figura 30 – Sequência 5. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.



Fonte: O Autor

8.1.6 Sequência Maastrichtiano Superior-Paleoceno Inferior (66/68-60)

Essa sequência é caracterizada superiormente por uma forte reflexão sísmica, erosiva. Entretanto, esse mesmo horizonte sísmico não é facilmente correlacionado na bacia profunda.

Os refletores internos dessa sequência consistem de reflexões pouco contínuas de média a baixa amplitude ao longo de sua extensão do talude até a plataforma interna. Na bacia profunda, as reflexões internas são estritamente caóticas, podendo estar associadas a fluxos gravitacionais.

Em toda a sua extensão ao longo da bacia, essa sequência apresenta uma espessura relativamente uniforme, sem grandes variações.

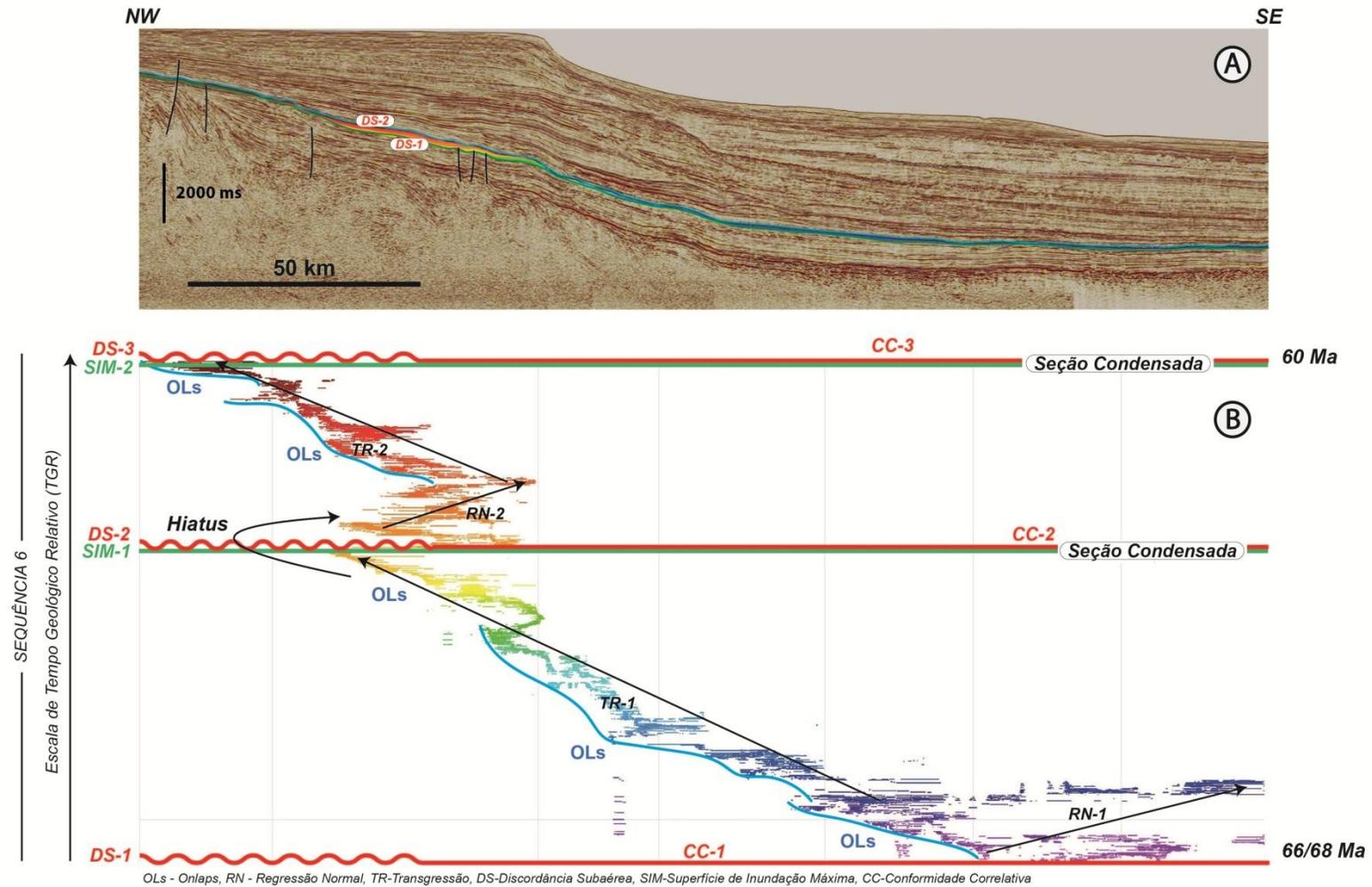
O diagrama cronoestratigráfico dessa sequência mostra a existência de duas sequências de 3ª ordem (Figura 31).

A primeira sequência, e mais inferior, apresenta apenas dois tratos deposicionais. A RNNB é relativamente pouco espessa, e ocorre restrita à porção da bacia profunda em *onlap* e *downlap* sobre a sequência sotoposta.

O trato transgressivo dessa sequência corresponde à maior parte dos seus depósitos, posicionados até porção inferior da plataforma externa.

A segunda sequência, também apresenta apenas dois tratos deposicionais. A RNNA prograda sobre a plataforma externa, seguida de um novo evento transgressivo, desta vez até a plataforma interna. Assim como a sequência inferior, nessa sequência os depósitos transgressivos também compõem sua maior parte.

Figura 31 – Sequência 6. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.



Fonte: O Autor

8.1.7 Sequência -Paleoceno Inferior-Paleoceno Superior (60-57/58 Ma)

Essa unidade é caracterizada por uma forte reflexão sísmica de alta amplitude em seu limite superior, com boa continuidade lateral principalmente na região inferior do talude. Na região da plataforma rasa esse mesmo refletor é de difícil correlação.

As reflexões internas que compõem essa sequência são, em geral, paralelas de média a baixa amplitude na região de toda a plataforma, com ocorrência de reflexões *hummock* junto ao talude.

Em toda a sua extensão, essa unidade se espessa na porção da plataforma externa e bacia profunda, e adelgaça quando na plataforma interna rasa.

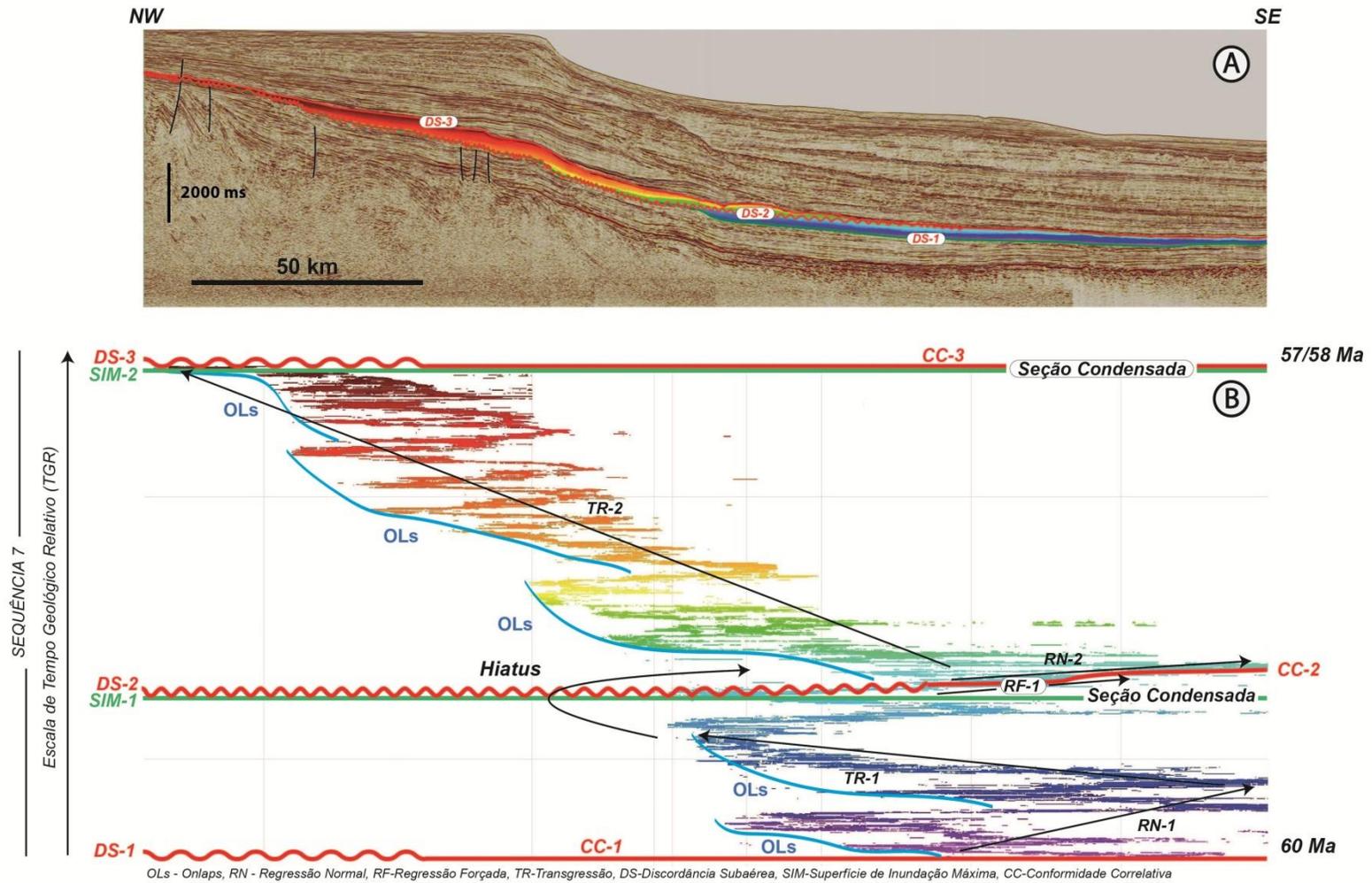
O diagrama cronoestratigráfico mostra a presença de duas sequências de 3ª ordem. (Figura 32).

A primeira sequência possui todos os tratos deposicionais e fica restrita à porção inferior do talude e na bacia profunda. Seus depósitos constituem-se principalmente da RNNB e do evento de transgressão.

A segunda sequência não apresenta todos os tratos deposicionais. Os seus depósitos da RNNB são pouco espessos, e depositados em *downlap* na bacia profunda.

O estágio transgressivo de maior acomodação foi depositado em *onlap* desde a base da plataforma até a sua porção mais interna, e comporta os maiores depósitos desta sequência, de tendência transgressiva.

Figura 32 – Sequência 7. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.



Fonte: O Autor

8.1.8 Sequência Paleoceno Superior-Eoceno Inferior (57/58-51)

Essa sequência é delimitada em sua porção inferior na porção próxima à base do talude por uma forte reflexão sísmica de alta amplitude e o seu topo, por uma reflexão média.

Essa unidade possui suas maiores espessuras na região da plataforma interna rasa e do talude médio e sopé, com um contínuo adelgaçamento até a bacia profunda distal.

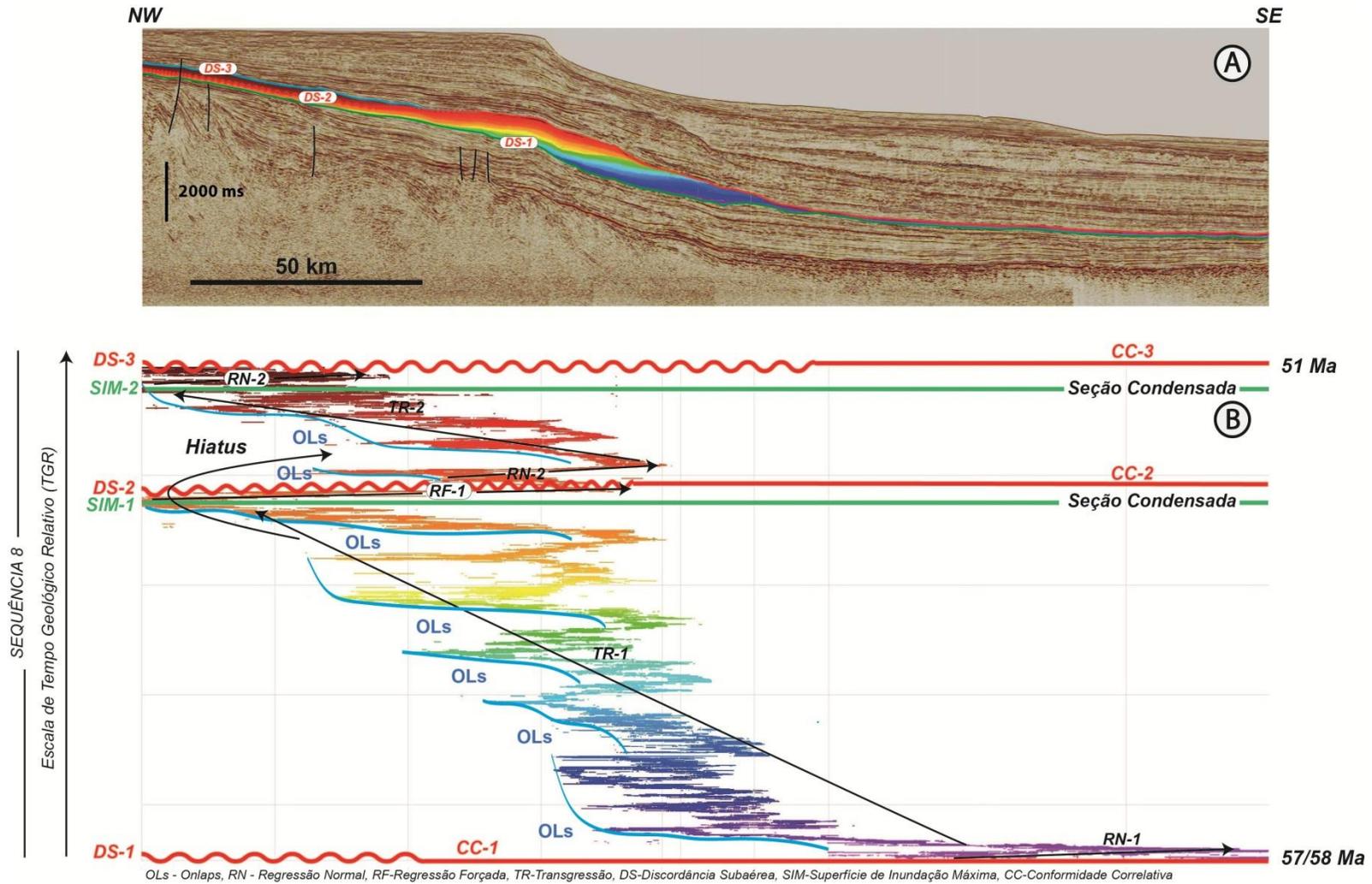
As reflexões internas encontradas nessa unidade são principalmente paralelas na região da plataforma rasa e subparalelas na região do talude. Na porção da bacia profunda, as reflexões são comumente caóticas.

O diagrama cronoestratigráfico é mostrado na figura 33 mostra a presença de duas sequências de 3ª ordem.

A primeira sequência, mais basal, possui todos os tratos deposicionais e sua tendência principal é transgressiva. Essa sequência depositou-se em *onlap* sobre o sopé do talude e posteriormente sobre a plataforma externa.

A segunda sequência, também possui os todos os tratos deposicionais, e analogamente à primeira, também possui uma tendência de empilhamento claramente transgressiva para seus depósitos.

Figura 33 – Sequência 8. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.



Fonte: O Autor

8.1.9 Sequência Eoceno Inferior-Eoceno Médio/Superior (51-40)

Essa unidade é delimitada em sua porção inferior e superior por uma forte reflexão, de média a alta amplitude.

As reflexões internas à sequências são onduladas em toda a região da plataforma externa e início do talude. Na plataforma interna ocorre a fácies *shingled*, que denota progradação de ambientes parálicos em condições rasa. Próximo à sua extensão máxima no talude ocorre a fácies caótica, todavia não muito bem resolvida na sísmica.

Essa sequência atinge suas maiores espessuras na região da plataforma média, e adelgaça em direção à plataforma interna e final do talude.

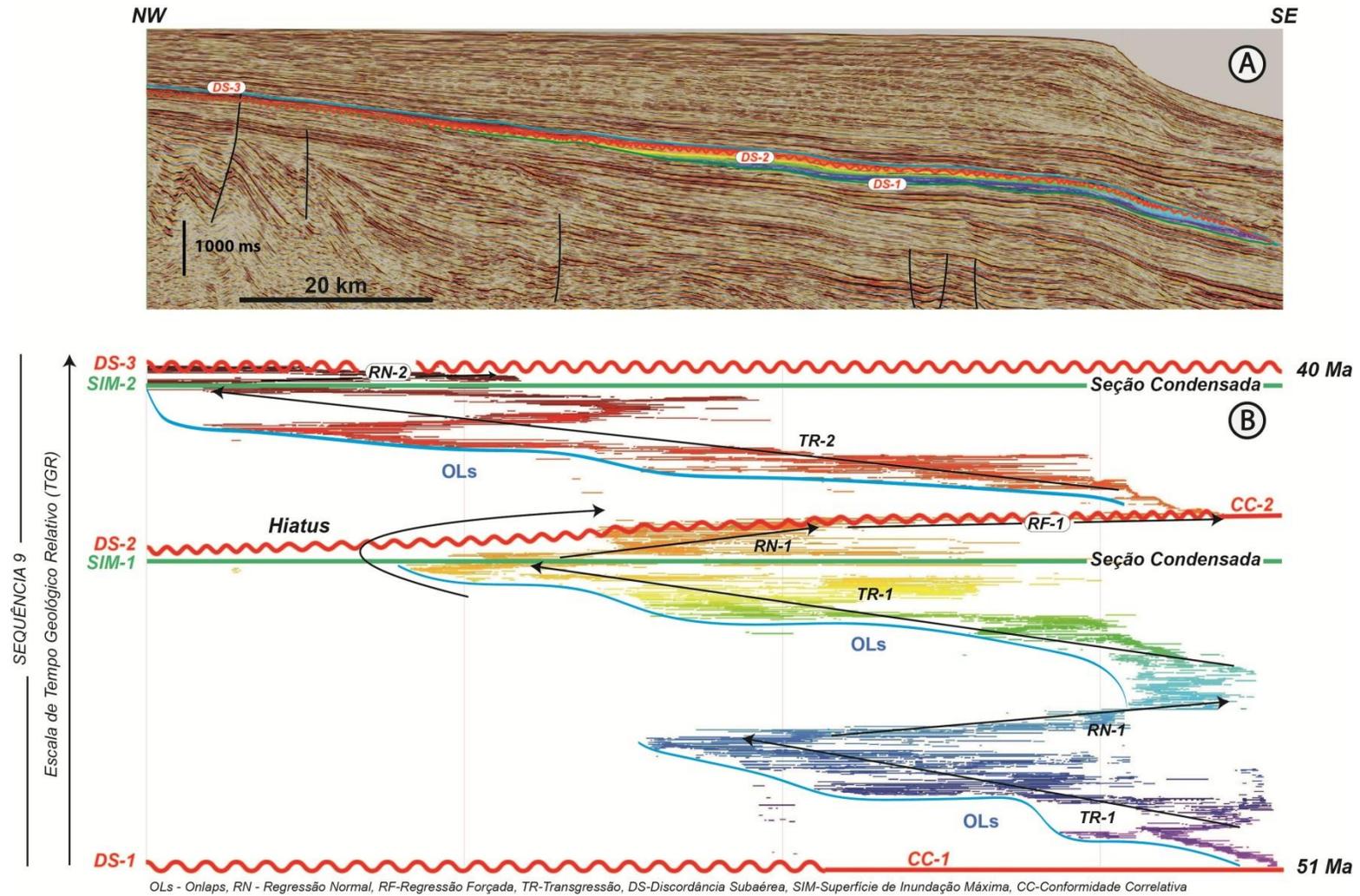
O diagrama cronoestratigráfico dessa unidade mostra a presença de duas sequências de 3ª ordem que a compõem (Figura 34).

A primeira sequência deposita-se sobre o talude e início da plataforma externa e contém todos os tratos deposicionais, apresenta tendência transgressiva. Nesta ordem, os depósitos transgressivos e de RRNB possuem relativamente igual proporção na composição da sequência. Na sísmica, a discordância interior que a separa da sequência superior não é facilmente identificável.

Após a regressão forçada, e conseqüente formação de uma nova discordância subaérea, inicia-se a sedimentação de uma nova sequência, desta vez estendendo-se deste o talude até a plataforma interna. Nesta unidade, os principais depósitos presentes são do trato de sistemas transgressivo, e que acabam por recobrir toda a sequência inferior.

O trato de nível alto apresenta pouca espessura, e fica restrita na porção da plataforma medial.

Figura 34 – Sequência 9. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.



Fonte: O Autor

8.1.10 Sequência Eoceno Médio/Superior-Oligoceno Inferior (40-36 Ma)

Esta unidade é delimitada em sua porção inferior por uma forte reflexão de alta amplitude, representada na sísmica por uma discordância acentuadamente erosiva que trunca a sequência sotoposta. Em direção à bacia profunda, essa mesma discordância é apenas bem visível em sua porção superior.

As reflexões internas dessa sequência são em geral onduladas de média impedância na região compreendida em toda a plataforma. Na base do talude, ocorrem reflexões caóticas a *hummock*, de média a baixa impedância, possivelmente associadas à escorregamentos gravitacionais de borda de talude. Em direção à bacia profunda ocorre reflexões paralelas e pouco contínuas, podendo aparecer reflexões caóticas incipientes, e não resolvidas na sísmica.

Em toda a sua extensão, essa sequência possui suas maiores espessura na região da bacia profunda até o início da base do talude. Em direção à plataforma rasa, sua espessura adelgaça progressivamente.

O diagrama cronoestratigráfico dessa unidade mostra a existência de duas sequências de 3º ordem (Figura 35).

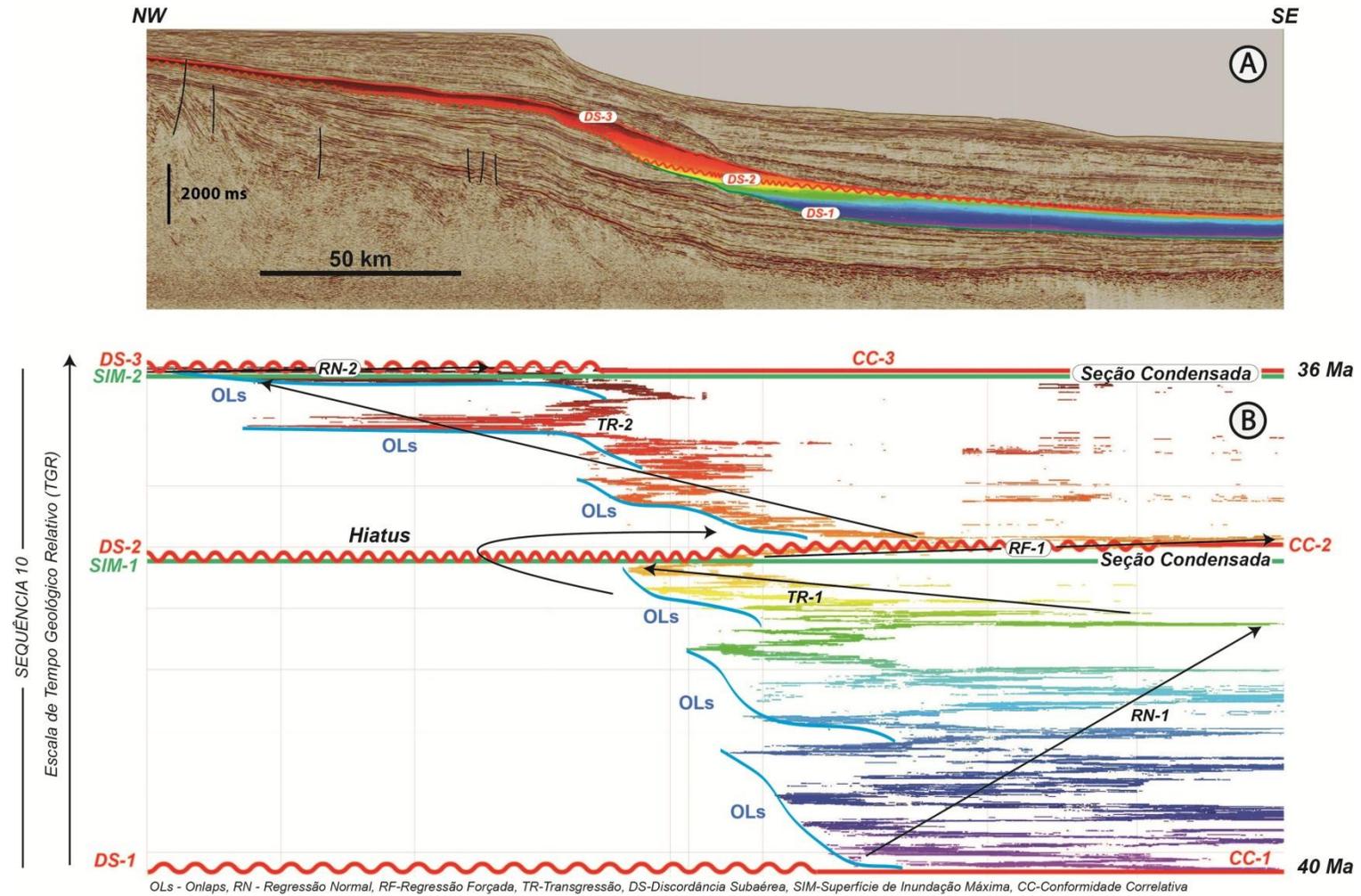
A primeira sequência, e inferior, apresenta todos os tratos deposicionais. O trato de RNNB é mais espesso dentre todos os demais tratos e deposita-se em *downlap* sobre a sequência sotoposta, formado por parasequências progracionais, e em *onlap* em direção ao talude. Esse trato pode estar associado a depósitos de uma espessa cunha de mar baixo. O transgressivo é, em geral, pouco espesso.

A segunda sequência não possui todos os tratos. A extensão dessa unidade compreende sua deposição da base do talude em direção à plataforma interna.

O trato mais espesso é o transgressivo e deposita-se em progressivo *onlap* sobre o talude até a plataforma interna, até a chegada da SIM.

A RNNA é pouco espessa e restrita na porção mais rasa da plataforma.

Figura 35 – Sequência 10. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.



Fonte: O Autor

8.1.11 Sequência Oligoceno Inferior-Oligoceno Superior (36-30 Ma)

Essa sequência apresenta uma forte reflexão de alta amplitude sua base na região da plataforma externa, denotando uma discordância fortemente erosiva e truncando as camadas de topo da sequência anterior.

As reflexões internas dessa sequência são onduladas na região da plataforma interna, e na porção do talude aparecem reflexões caóticas a *hummock*.

Esta unidade apresenta uma tendência transgressiva, e se é notado em toda a sua extensão um progressivo espessamento de sua espessura em direção à bacia profunda, iniciado a partir do sopé do talude, e progressivo adelgaçamento na direção da plataforma rasa.

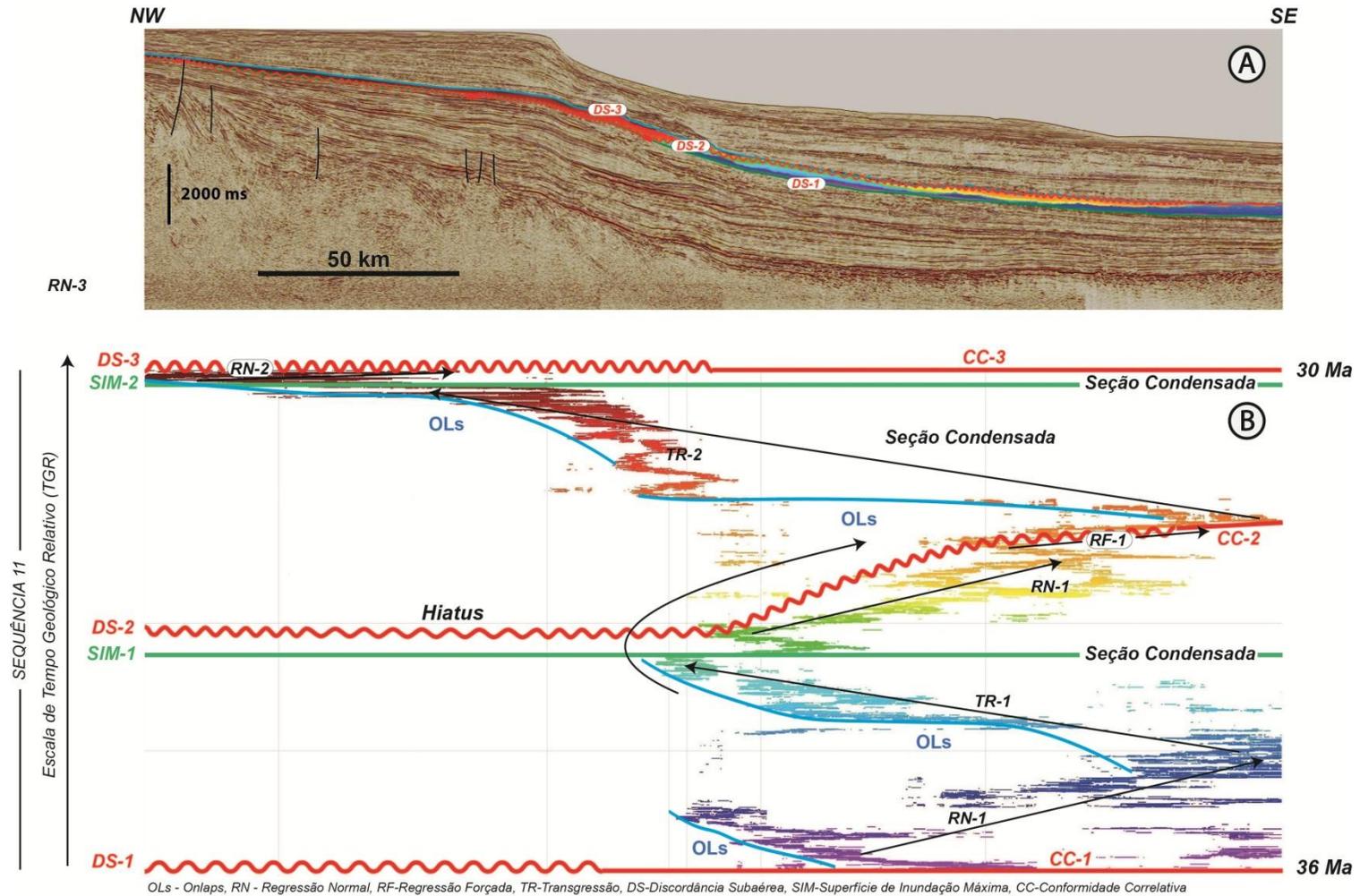
O diagrama cronoestratigráfico dessa unidade mostra a existência de duas outras sequências de 3ª ordem (Figura 36).

A primeira sequência apresenta todos os tratos deposicionais e está restrita na região da base do talude até a bacia profunda. A RNNB deposita-se em *downlap* sobre a sequência sotoposta e representa igual volume de depósitos em relação ao trato transgressivo. Nesta sequência a RRNA apresenta depósitos bastante espessos em relação às demais sequência da Bacia de Pelotas, e esse trato apresenta em sua porção superior uma discordância subaérea que não está muito bem resolvida na sísmica.

A segunda sequência não apresenta todos os tratos deposicionais. O trato transgressivo apresenta os maiores depósitos com parassequências em *onlap* sobre a base do talude em direção à plataforma rasa. Nesta unidade, nota-se um salto abrupto e das parassequências transgressivas da bacia profunda em direção á base do talude.

A RRNA apresenta-se pouco espessa e estende-se até a parte medial da plataforma.

Figura 36 – Sequência 11. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.



Fonte: O Autor

8.1.12 Sequência Oligoceno Superior (31-21 Ma)

Esta unidade apresenta em sua porção basal uma forte reflexão sísmica da alta amplitude na região do talude e da plataforma externa.

As reflexões internas a essa sequência são onduladas na região da plataforma externa, e paralelas a subparalelas na plataforma interna. Na região próxima a base do talude aparece sismofácies características de depósitos de escorregamentos, fluxo de detritos, além de pequenos *mounds* descontínuos, que denotam complexos de preenchimento e extravasamento de canais.

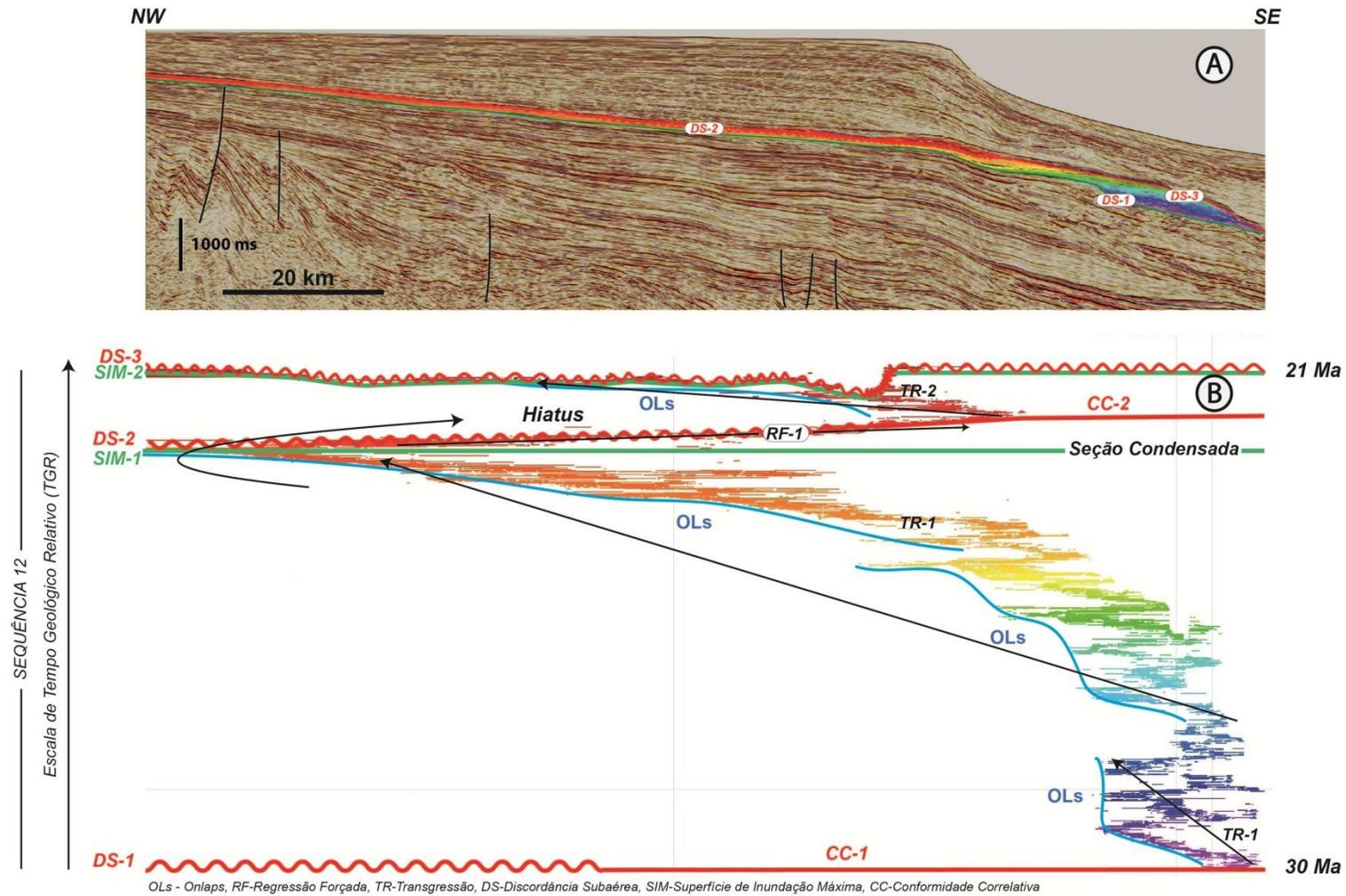
Em toda a sua extensão nota-se um progressivo espessamento da plataforma rasa em direção à base do talude.

O diagrama cronoestratigráfico dessa unidade mostra a existência de duas sequências de menor ordem (Figura 37).

A primeira sequência apresenta todos os tratos deposicionais. A RNNB fica restrita à base do talude em *downlap* sobre a sequência sotoposta. O trato transgressivo ocorre em *onlap* desde a base do talude até a plataforma interna rasa.

A segunda sequência apresenta exclusivamente o trato transgressivo, que se estende desde a plataforma externa até a plataforma média. Seus depósitos são truncados pela discordância da sequência sobreposta.

Figura 37 – Sequência 12. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.



Fonte: O Autor

8.1.13 Sequência Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (21-17/16 Ma)

Esta unidade apresenta em seu topo e base desde a região do talude até a bacia profunda uma forte reflexão de amplitude alta, fortemente erosiva.

As reflexões internas dessa sequência são *hummock*, paralelas a subparalelas de pouca continuidade lateral na região da bacia profunda. Em toda a plataforma aparecem reflexões pouco contínuas e paralelas de difícil rastreamento lateral.

Esta unidade espessa-se direção à bacia profunda a partir da base do talude, e em direção à plataforma rasa adelgaça progressivamente.

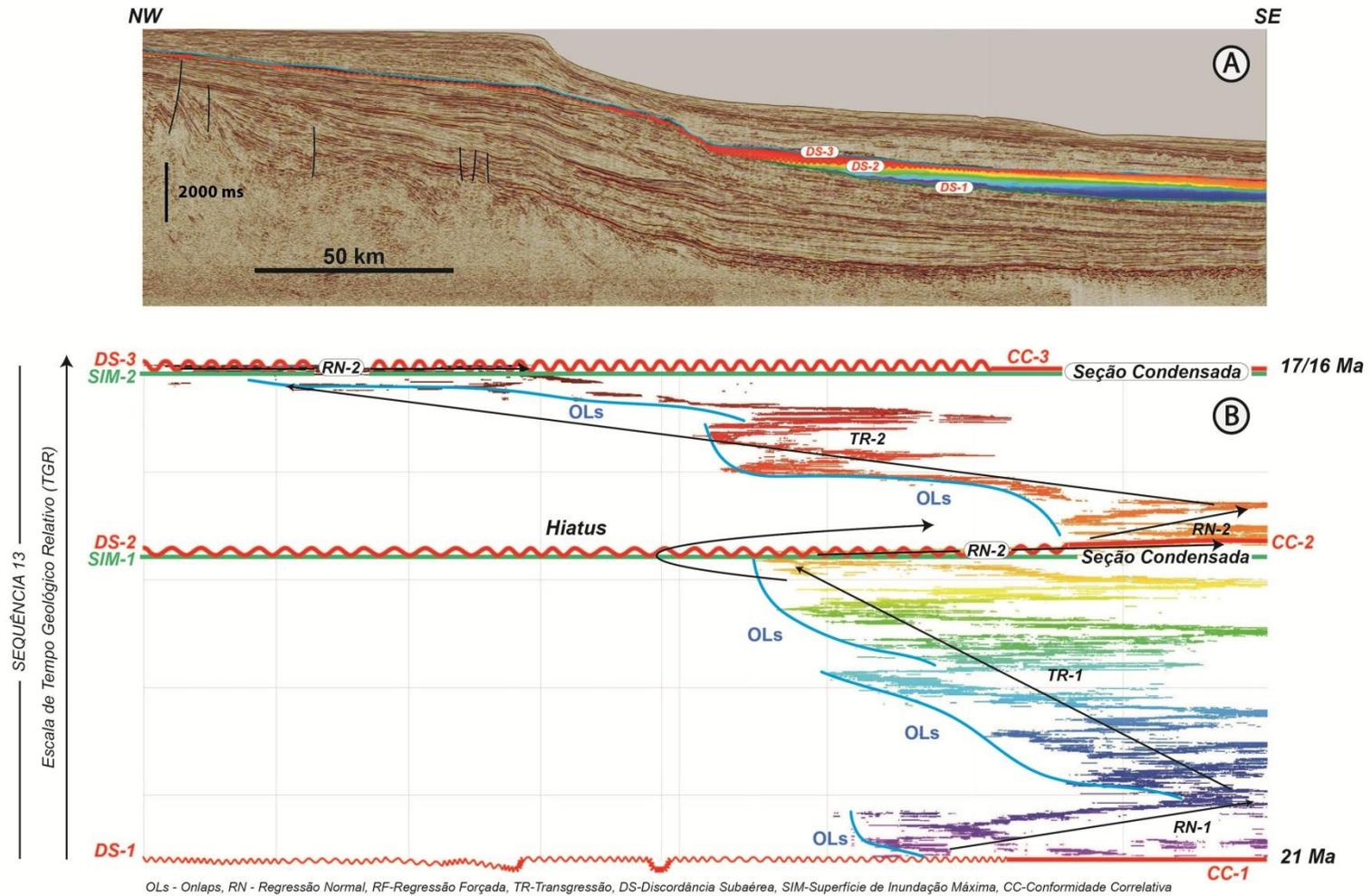
O diagrama cronoestratigráfico dessa unidade mostra que essa sequência é composta de duas sequências de 3ª ordem (Figura 38).

A primeira sequência estende-se da base do talude até a bacia profunda e apresenta todos os tratamentos deposicionais. Nesta unidade o trato transgressivo compõe grande parte de seus depósitos, que se depositam em *onlap* sobre o topo da sequência sotoposta na bacia profunda. A RNNa apresenta depósitos pouco espessos, e uma nova discordância encerra a sedimentação dessa sequência.

A segunda sequência estende-se desde a bacia profunda até a plataforma rasa e é composta de todos os tratamentos deposicionais. A RNNb deposita-se em *downlap* na parte mais distal da bacia profunda e é seguida de um evento transgressivo que se deposita em *onlap* sobre a bacia profunda e início da base do talude até a plataforma rasa.

A RRNa é pouco espessa nessa sequência ficando restrita a plataforma.

Figura 38 – Sequência 13. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.



Fonte: O Autor

8.1.14 Sequência Mioceno Inferior-Mioceno Superior (17/16-10 Ma)

Esta unidade apresenta em sua base uma reflexão de forte amplitude, contínua e discordante que se estende em toda a plataforma. No seu limite superior apresenta uma reflexão de média à baixa amplitude, que em direção a plataforma rasa é de difícil rastreamento.

As reflexões internas dessa sequência são paralelas a subparalelas, geralmente contínuas.

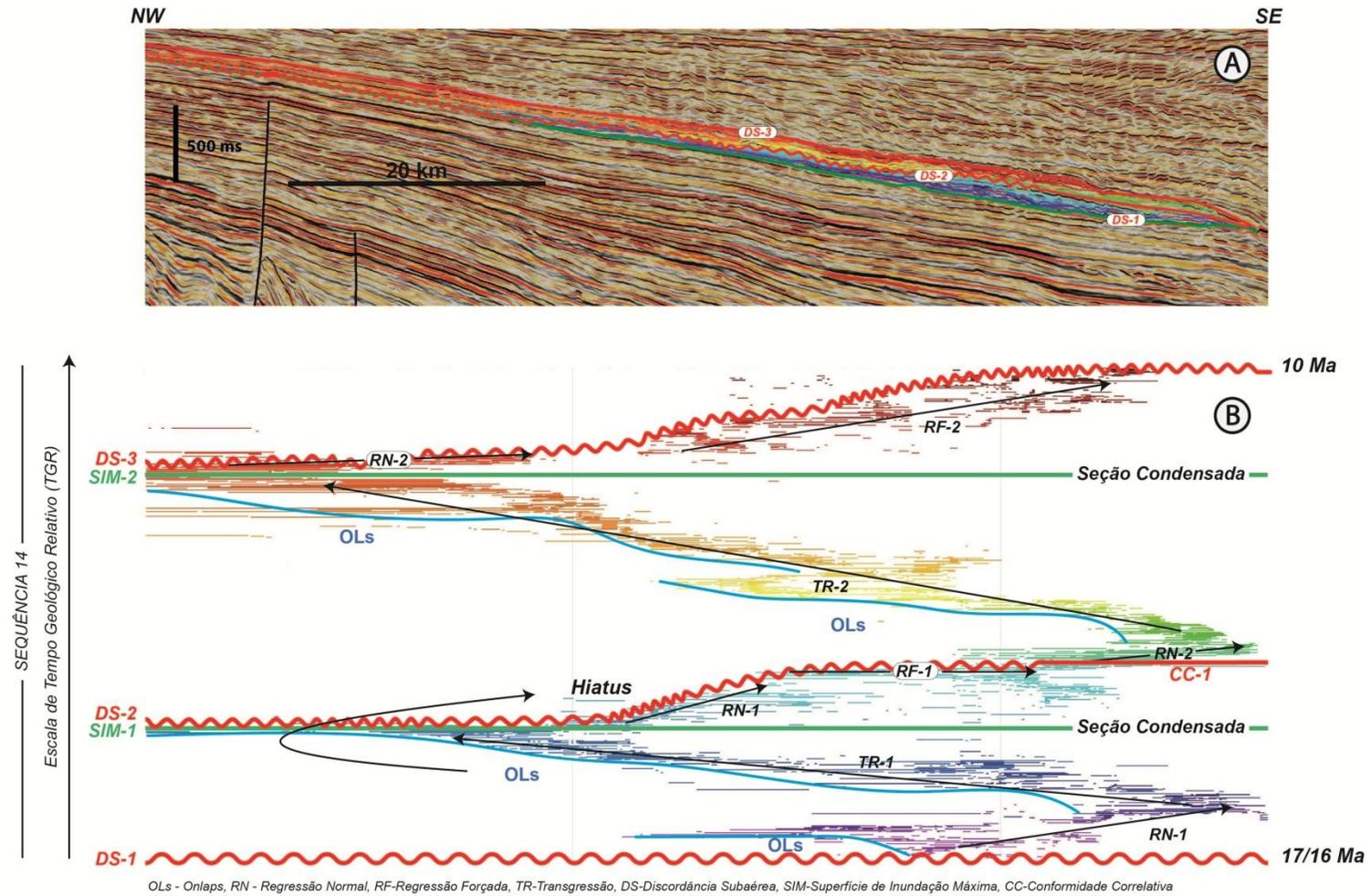
Essa deposição desta sequência ocorre estritamente sobre a plataforma.

O diagrama cronoestratigráfico mostra que esta unidade é composta de duas sequências de 3ª ordem (Figura 39).

A primeira sequência apresenta todos os tratos deposicionais e deposita-se sobre toda a plataforma. A RNNB deposita-se em *downlap* sobre o topo da sequência sotoposta, e é seguida de um evento de transgressão depositado em *onlap* até a plataforma rasa. A RNNA deposita-se em *downlap* sobre o trato transgressivo, e é encerrada por um evento de regressão forçada (RF) e geração de discordância subaérea. Esse último evento encerra a sedimentação dessa sequência basal.

A segunda sequência deposita-se em toda a extensão da plataforma, e apresenta todos os tratos deposicionais. A RNNB deposita-se na parte mais distal da plataforma externa, e é seguida de um evento de transgressão que se deposita em *onlap* até a plataforma rasa até a SIM. A RNNA é pouco espessa e é truncada superiormente por uma discordância subaérea. A RF deposita-se em *downlap* sobre a sequência inferior até a plataforma externa, e é também truncada pela discordância subaérea desde o meio da plataforma.

Figura 39 – Sequência 14. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.



Fonte: O Autor

8.1.15 Sequência Mioceno Superior-Plioceno (10-5,5 Ma)

Essa unidade apresenta em seu topo uma forte reflexão sísmica de alta amplitude que pode ser rastreada em toda a sua extensão. Na parte distal da bacia profunda, essa sequência também apresenta uma forte reflexão em sua porção basal e erosiva da sequência sotoposta.

As reflexões internas são paralelas a subparalelas, em geral, descontínuas e de média a alta amplitude. Em direção ao talude e a bacia profunda, ocorre reflexões caóticas e sem reflexões (*free*), descontínuas e discordantes, provavelmente ente representado estratos depositados inicialmente contínuos e posteriormente deformados por escorregamentos, na posição proximal mais inclinada do talude.

Próximo à plataforma externa ocorrem clinofomas sigmoidais progradantes. Essa configuração sugere um baixo suprimento sedimentar, subsidência contínua ou subida relativa do nível do mar rápida, num ambiente de baixa energia de sedimentação.

Em toda a extensão dessa unidade, nota-se que na região do talude ela apresenta suas menores espessuras. Em direção à bacia profunda há um espessamento de suas camadas, da mesma forma que ocorre em direção à plataforma.

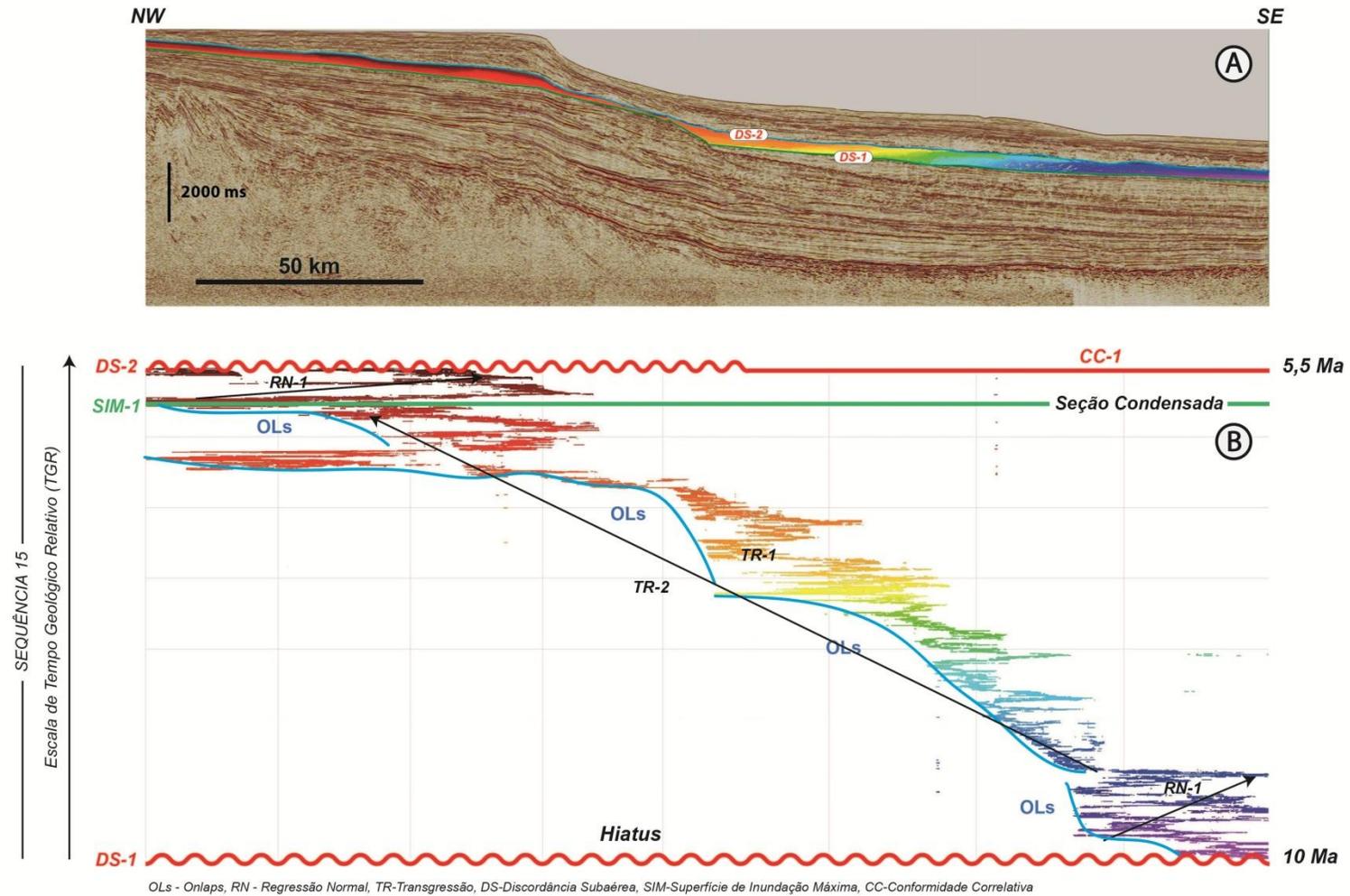
O diagrama cronoestratigráfico mostra que essa unidade é composta por apenas uma sequência de 3ª ordem (Figura 40)

Essa sequência apresenta todos os tratos deposicionais. Na bacia profunda a RNNB deposita-se em *downlap* sobre a sequência sotoposta.

Um evento de transgressão deposita-se em progressivo *onlap* desde a bacia profunda até a plataforma rasa, e seus depósitos compreendem grande parcela dessa sequência.

A RNNA é relativamente pouco espessa e ocorre em toda a extensão da plataforma, representada por clinofomas progradacionais em *downlap* sobre os depósitos transgressivos na sísmica.

Figura 40 – Sequência 15. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.



Fonte: O Autor

8.1.16 Sequência Plioceno-Holoceno (5,5-Recente)

Essa unidade apresenta na sua porção basal uma forte reflexão constituída por uma superfície de erosão acentuada, ao longo de toda a sua extensão. Na sua porção superior, essa sequência é limitada pela forte reflexão que representa o fundo oceânico.

As reflexões internas dessa unidade apresentam-se, em geral, com médias a altas amplitudes, e contínuas a descontínuas ao longo de toda a plataforma. Na região do talude, ocorrem reflexões de média a baixa amplitude, e de pouca continuidade. Provavelmente essas reflexões estão associadas a eventos de fluxos gravitacionais na posição mais proximal do talude.

Na região da base do talude em direção à bacia profunda ocorrem reflexões caóticas e *free* na porção inferior desta unidade. Diferentemente, acima dessas reflexões ocorrem reflexões paralelas e contínuas de média a alta amplitude.

Diferentemente das demais sequências, o diagrama cronoestratigráfico dessa unidade mostrou a existência de três sequências de 3ª ordem (Figura 41).

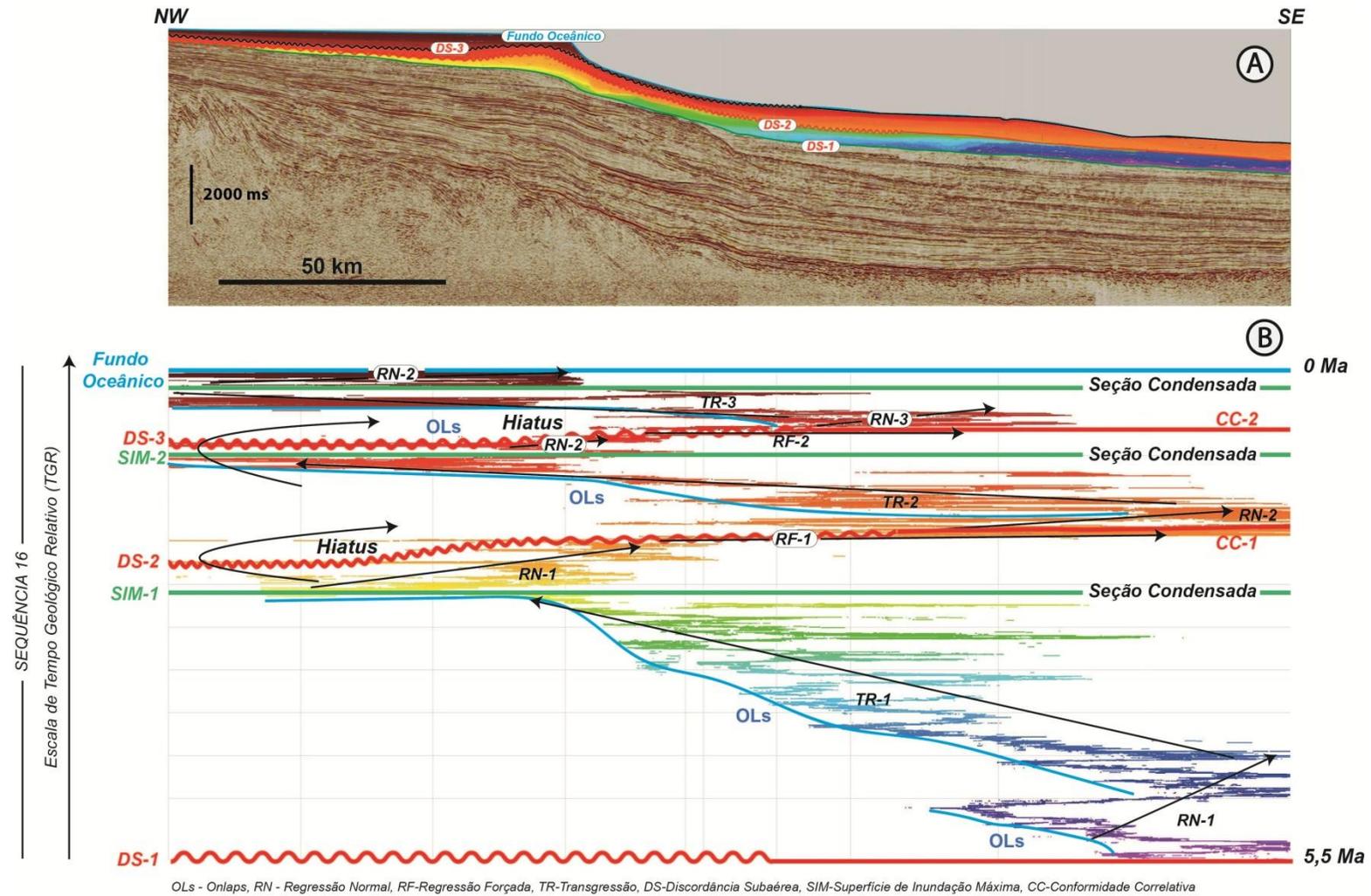
A primeira sequência apresenta todos os tratos deposicionais. A RNNB deposita-se em *downlap* sobre a sequência sotoposta. O evento transgressivo deposita-se em *onlap* desde a bacia profunda até a região do início do talude, carregando a SIM. A RNNA deposita-se em *downlap* na região do talude e por sobre os depósitos transgressivos. Este trato é truncado superiormente pela DS.

A segunda sequência, mais jovem, apresenta todos os tratos deposicionais sendo temporalmente menor do que a primeira. A RNNB deposita-se em *downlap* na região da bacia profunda e é seguida de um evento de transgressão até a SIM que inunda a plataforma. A RNNA seguida da RF é depositada em um curto intervalo de tempo, e são truncadas superiormente por uma nova DS.

A terceira, e última sequência dessa unidade, também apresenta todos os tratos deposicionais. A RNNB deposita-se em *downlap* sobre os depósitos transgressivos da sequência sotoposta e é seguida de um novo evento transgressivo que inunda a plataforma. A RNNA deposita-se novamente em *downlap*, desta vez sobre os últimos depósitos da última transgressão.

A RNNA de todas essas sequências representam-se na sísmica por clinofomas sigmoidais e oblíquas, provavelmente desenvolvidas sobre condições de aporte sedimentar alto e estacionaridade do nível relativo do mar.

Figura 41 – Sequência 16. Em (A) é mostrado o Cubo de Horizontes projetado sobre a linha sísmica e em (B) o diagrama cronoestratigráfico correspondente.



Fonte: O Autor

9. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A estratigrafia de sequências em conjunto com a cronoestratigrafia sísmica mostrou-se neste trabalho uma ferramenta eficiente na análise estratigráfica de bacias sedimentares, pois os diagramas cronoestratigráficos produzidos amplificaram os eventos não bem resolvidos na sísmica.

O emprego da ferramenta de cronoestratigrafia sísmica permitiu o reconhecimento e subdivisão de novas sequências para a Bacia de Pelotas, sendo composta principalmente por sequências de 3ª ordem, nesta escala de resolução sísmica.

A partir da compilação de todos os diagramas cronoestratigráficos, foi-se construída uma carta dentro do arcabouço cronoestratigráfico para a Bacia de Pelotas (ver ANEXO I).

Nota-se que para a maioria das sequências analisadas na Bacia de Pelotas há uma característica comum, que é a ocorrência de sequências completas com todos os tratos deposicionais.

Do conjunto de sequências analisadas neste trabalho, a sequência Plioceno-Holoceno foi a única que apresentou em sua composição três outras sequências internas.

Como mostrado na carta cronoestratigráfica, percebe-se um aumento do número de sequências de 3º ordem no Oligoceno e Mioceno para a Bacia de Pelotas (ver ANEXO I). Segundo Fontana (1996) tal fato está diretamente associado a um acelerado incremento na taxa de sedimentação concomitantemente a uma diminuição na taxa de subsidência tectônica da bacia. Com essas baixas taxas de subsidência, pequenas quedas eustáticas no nível relativo do mar.

Ainda, segundo Fontana (1996), as sequências desenvolvidas desde o Mioceno até o Recente, tiveram sua evolução em uma época em que a subsidência termomecânica do embasamento não era mais atuante. A deposição deve ter se dado sobre um substrato originalmente profundo que recebeu altas taxas de sedimentação com rápido assoreamento dos depocentros, fatores estes que teriam facilitado o desenvolvimento de sequências de frequência acentuadamente progradantes.

Na região da plataforma e bacia profunda, a definição dos limites de sequências fica bem mais visível. Segundo Fontana (1996), isso se deve, provavelmente, às irregularidades da superfície discordante erosiva e das geometrias dos depósitos associados.

Nota-se que na porção de bacia profunda da Bacia de Pelotas é comum a ocorrência de feições turbidíticas, ora mais ou menos espessas em cada sequência individualizada neste trabalho.

Ainda que não fora realizada neste trabalho, a amarração sísmica-poço tornaria as interpretações sismoestratigráficas e das sequências interpretadas substancialmente mais robustas e refinadas para a Bacia de Pelotas, ao menos para as regiões da plataforma.

Sugere-se a aplicação da técnica de cronoestratigrafia sísmica em uma gama maior linhas sísmicas para a Bacia de Pelotas, a fim de se verificar correspondências estratigráficas espaço-temporais entre as unidades investigadas.

Ainda sugere-se a aplicação da cronoestratigrafia sísmica para a investigação das sequências de maior frequência, de 4ª e 5ª ordem para a Bacia de Pelotas.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, V.S. **Geologic Evolution of Conjugate Volcanic Passive Margins: Pelotas Basin (Brazil) and Offshore Namíbia (Africa): Implication for Global sea-Level Changes**. Rice University, Houston, Texas, Tese de Doutorado, 354 p., 1998.

ALVES, E. C. **Estrutura Rasa do Talude e Sopé da Margem Continental do Rio Grande do Sul e Uruguai**. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Rio Grande do Sul Dissertação de Mestrado, 74p., 1977.

ASMUS, H. E. A Bacia de Pelotas no Esquema Evolutivo da Margem Continental Brasileira. *In: Atas do I Simpósio sul - Brasileiro de Geologia*, 1983, Porto Alegre, Rio Grande do Sul. p. 245-253.

ASMUS, H. E.; PONTE, F. C. The Brazilian Marginal Basins. *In: NAIRN, A. E. M.; STEHLI, F. G. (Eds.). The ocean basins and margins, v. 1 – The South Atlantic*, 1973. New York, Plenum. Press, p. 87-133.

ASMUS, H. E; PORTO, R. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 26: 1972. Belém. **Anais...** Belém: SBG, v. 2, p. 667-690.

BARREL, J. Rhythms and the measurement of geologic time. **Geological Society of America Bulletin**, 28: 795-904, 1917.

BATES, R. L.; JACKSON, J. A. **Glossary of Geology (Third Edition)**. American Geological Institute, Washington, D. C. p. 788, 1987.

BLACKWELDER, E. The valuation of unconformities. **Journal of Geology**, 17: 289-299, 1909.

BROWN, L. F. Jr.; FISHER, W. L. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins. *In: PAYTON, C. E. (ed.) Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, 1977, American Association of Petroleum Geologists (Memoir # 26), p. 213–248.

BUENO, G. V., ZACHARIAS, A. A., OREIRO, S. G., CUPERTINO, J. A., FALKENHEIN, F. U. H., MARTINS NETO, M. A. Bacia de Pelotas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 551-559, maio/nov. 2007.

CATUNEANU, O. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. **Journal of African Earth Sciences**, v. 35, n. 1, p. 1-43, 2002.

CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Elsevier, Amsterdam. 375 p. 2006.

CATUNEANU, O.; ABREU, V.; BHATTACHARYA, J. P.; BLUM, M. D.; DALRYMPLE, R. W.; ERIKSSON, P. G.; FIELDING, C. R.; FISHER, W. L.; GALLOWAY, W. E.; GIBLING, M.; R.; GILES, K. A.; HOLBROOK, J. M.; JORDAN, R.; KENDALL, C. G. ST. C.; MACURDA, B.; MARTISSEN, O. J.; MIAL, A. D.; NEAL, J. E.; NUMMENDAL, D.; POMAR, L.; POSAMENTIER, H. W.; PRATT, B. R.; SARG, J. F.; SHANLEY, K. W.; STELL, R. J.; STRASSER, A.; TUCKER, M. E. & WINKER, C. Towards the standardization of sequence stratigraphy. **Earth-Science Reviews**, 92: 1-33, 2009.

CHANG, H. K. & KOWSMANN, R. O. Subsidência térmica e espessura crustal na Bacia de Santos: Congresso Brasileiro de Geologia, 33: 1984. **Anais...** 1: 110-121.

_____ & KOWSMANN, R. O. Interpretação Genética das Seqüências estratigráficas das Bacias da Margem Continental Brasileira. **Revista Brasileira de geociências**, 17: 74-80, 1987.

DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B. A.; BOYD, R. Incised Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences. **SEPM Special Publication** 51, p. 391, 1994.

GROOT, P; DE BRUIN, G.; HEMSTRA, N. How to create and use 3D Wheeler transformed seismic volumes. *In*: SEG Annual Meeting, 76th, 2006, New Orleans.

DIAS, J. L.; SAD, A. R. E.; FONTANA, R. L.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Pelotas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 235-245, jan./mar. 1994.

EMBRY, A. F. Sequence stratigraphy: what it is, why it works and how to use it Reservoir. **Canadian Society of Petroleum Geologists**, v. 28, n. 8, p. 15, 2001.

ESTRELA, G. O. O estágio rift nas bacias marginais do Leste Brasileiro: Congresso Brasileiro de Geologia, 26: 1972. Belém. **Anais...** Belém: SBG, v.3, p. 29-34.

FONTANA, R. L. Desenvolvimento Termomecânico da Bacia de Pelotas e Parte Sul da plataforma de Florianópolis. *In*: **Origem e evolução de Bacias sedimentares**, 1990, PETROBRAS. p. 377-400.

_____, R.L. **Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis**. UFRGS. Tese de Doutorado em Geociências. 1996.

GALLOWAY, W. E. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis 1: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 73, p. 125-142, 1989.

- GRABAU, A. W. **Principles of Stratigraphy**. A. G. Seiler, New York, 1185 p, 1913.
- HINZ, K. A hypothesis on terrestrial catastrophes- Wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins. **Geologisches Jahrbuch**, E-22: 5-28, 1981.
- HOLZ, M. *Estratigrafia de Sequências: Histórico, Princípios e Aplicações*. Rio de Janeiro, Editora Interciência, 272 p., 2012.
- HUNT, D.; TUCKER, M. E. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. **Sedimentary Geology**, n. 81, p. 1-9, 1992.
- JERVEY, M. T. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. *In*: WILGUS, C. K.; HASTING, B. S.; KENDALL, C. G. ST. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C. (eds.). **Sea-level changes: an integrated approach**, 1988, Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 42, p. 47-69.
- LEOPOLD, L. B.; BULL, W. B. Base level, aggradation and grade. **American Philosophical Society**, Proceedings, v. 123, p. 168-202, 1979.
- LOUTIT, T. S.; HARDENBOL, J.; VAIL, P. R.; BAUM, G. R. Condensed sections: the key to age-dating and correlation of continental margin sequences. *In*: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G. ST. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C. (eds.). **Sea Level Changes-An Integrated Approach**, 1988, v. 42. SEPM Special Publication, p. 183-213.
- MCKENZIE, D. Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins. **Earth and Planetary Science Letters**, 40: 25-32, 1978.
- MIALL, A.D. **Principles of Sedimentary Basin Analysis**. 2 ed. New York, Springer-Verlag, 668 p., 1990.
- _____. Whither stratigraphy? **Sedimentary Geology**, v. 100, p. 5-20. 1995.
- MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p.69-82, jan./ mar. 1994.
- MITCHUM, R. M. Jr.; VAIL, P. R.; THOMPSON, S. **Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2, The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis**. *In*: PAYTON, C. E. (ed.) **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**, 1977. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists (Memoir # 26), p. 53-62.

MOHRIAK, W. U. Bacias sedimentares da margem continental brasileira. *In: Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R.M., GONÇALVES, J.H. (Orgs.) **Centro de Pesquisas em Recursos Minerais – Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil**, 2003. p. 87-165.

MUTTER J. C. Seaward Dipping Reflectors and the Continent-Ocean Boundary at Passive Continental Margins. **Tectonophysics**, 114: 117-131, 1985.

_____; TALWANI M., STOFFA P. L. Origin of Seaward-Dipping Reflectors in Oceanic Crust off the Norwegian Margin by “Subaerial Sea-Floor Spreading”. **Geology**, 10: 353-357, 1982.

NEIL, J.; ABREU, V. S. Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method. **Geology**, 37: 779-782, 2009.

NICHOLS, G. **Sedimentology and Stratigraphy**. Blackwell Publishing Company. p. 432, 2009.

NÜERNBERG, D.; MULLER, R. D. The tectonic evolution of the South Atlantic from late Jurassic to present. **Tectonophysics**, 191(1-2): 27-53, 1991.

OJEDA, H. A. O. Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. **American Association Petroleum Geology Bulletin**, 66 (6): 732-749, 1982

PAYTON, C. E. (ed.). **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists (Memoir # 26), 516 p., 1977.

PONTE, F. C. & ASMUS, H. E. The Brazilian Marginal Basins: Current state of knowledge. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 48: 215-239, 1976.

POSAMENTIER, H. W. Lowstand alluvial bypass systems: incised vs. unincised. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 85, n. 10, p. 1771–1793, 2001.

_____; ALLEN, G. P. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. **Concepts in sedimentology and paleontology**, SEPM, 7, 210 p., 1999.

_____; ALLEN, G. P.; GIVES, D. P. High resolution sequence stratigraphy – The coast coulee delta, Alberta. **Journal of Sedimentary Petrology**, 62: 310-317, 1992.

_____; H. W.; VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and systems tract models. *In: WILGUS, C. K; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G. ST.*

C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C. (eds.). **Sea Level Changes – An Integrated Approach**, 1988, SEPM Special Publication 42, p. 125–154.

QAYYUM, F.; CATUNEANU, O.; GROOT, P. Historical developments in Wheeler diagrams and future directions. **Basin Research**, v. 27, p. 336-350, 2015.

RIBEIRO, H. J. P. S. **Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações**. São Leopoldo, Rio Grande do Sul. Editora da Universidade do Vale do Rio Sinos. 428p., 2001.

SHANLEY, K. W.; MCCABE, P. J. Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, U.S.A. *In*: FLINT, S.; BRYANT, I. (eds.). **Quantitative Modeling of Clastic Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues**, 1993, International Association of Sedimentologists Special Publication 15, p. 21-55.

SLOSS, L. L. Sequences in the cratonic interior of North America. **Geological Society of America Bulletin**, v. 74, p. 93–114, 1963.

SLOSS, L. L.; KRUMBEIN, W. C.; DAPPLES, E. C. Integrated facies analysis. *In*: Longwell, C.R. (Ed.) **Sedimentary facies in geologic history**, 1949, Geological Society of America Memoir, 39: 91-124.

VAIL, P. R.; MITCHUM, Jr., R. M.; TODD, R. G.; WIDMIER, J. M.; THOMPSON III, S.; SANGREE, J. B.; BUBB, J. N.; HATLELID, W. G. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *In*: PAYTON, C. E. (ed.) **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**, 1977. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists (Memoir # 26), p. 49-212.

VAN WAGONER, J.C., MITCHUM Jr., R.M., POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. Seismic Stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy. Part 2: Key Definitions of Sequence Stratigraphy. *in* BALLY, A.W. **Atlas of Seismic Stratigraphy**, 1987. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists (Studies in Geology #27), v. 1. p. 11-14.

_____; J. C.; MITCHUM Jr.; R. M.; R. M. CAMPION, K. M.; RHAMANIAN, V. D. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well-logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. **American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series**, 1990, n. 7, p. 55.

_____; POSAMENTIER, H. W.; MITCHUM Jr.; R. M.; VAIL, P. R.; SARG, J. F.; LOUITT, T. S.; HARDENBOL, J. An overview of the fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. *In*: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G. ST. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C. (Eds.).

Sea-level Changes: an Integrated Approach, 1988. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, n. 42, p. 39-45.

WHEELER, H. E. Time stratigraphy. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, n. 42, p. 1047-1063, 1958.

_____; MAURICE, B. E. Critique of the time-stratigraphic concept. **Geological Society of America Bulletin**, v. 59, p. 75-86, 1948.

ANEXO I

