

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA SUCESSÃO DRIFTE REGRESSIVA DA BACIA
POTIGUAR (NE DO BRASIL)**

Autor:

João Augusto de Oliveira Cunha

Orientadora:

Prof^a. Dr^a. Valéria Centurion Córdoba

Co-orientadora:

Prof^a. Dr^a. Debora do Carmo Sousa

Dissertação nº 213/PPGG-UFRN

Natal/RN

Agosto de 2018



Universidade Federal do Rio Grande do Norte

Centro de Ciências Exatas e da Terra

Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA SUCESSÃO DRIFTE REGRESSIVA DA BACIA POTIGUAR (NE DO BRASIL)

Autor:

João Augusto de Oliveira Cunha

Dissertação de Mestrado apresentada em 30 de agosto de 2018 ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) como requisito à obtenção do título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica.

Comissão examinadora:

Prof^a. Dr^a. Valéria Centurion Córdoba (PPGG/DG/UFRN – Orientadora)

Prof. Dr. Carlos César Nascimento da Silva (PPGG/DGEF/UFRN – Membro Externo)

Prof. Dr. Juliano Kuchle (PPGGEO/IGEO/UFRGS – Membro Externo)

Natal/RN

Agosto de 2018

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda - CCET

Cunha, João Augusto de Oliveira.

Evolução estratigráfica da sucessão drifte regressiva da
Bacia Potiguar (NE do Brasil) / João Augusto de Oliveira Cunha.
- 2018.

121f.: il.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande
do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-
Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, 2018.

Orientadora: Valéria Centurion Córdoba.

Coorientadora: Debora do Carmo Sousa.

1. Estratigrafia - Dissertação. 2. Bacia Potiguar -
Dissertação. 3. Sucessão drifte regressiva - Dissertação. 4.
Sismoestratigrafia - Dissertação. 5. Estratigrafia de sequências
- Dissertação. I. Córdoba, Valéria Centurion. II. Sousa, Debora
do Carmo. III. Título.

RN/UF/CCET

CDU 551.7

Elaborado por Joseneide Ferreira Dantas - CRB-15/324

Agradecimentos

Em primeiro lugar, agradeço a Deus, que me deu forças em todos os momentos desta jornada e a quem muitas vezes esqueci de agradecer. Muito obrigado, meu Deus!

A minha família, em especial aos meus pais, Liane (*in memoriam*) e José Rivalentan, que sempre foram os meus maiores incentivadores e nunca deixaram de acreditar em mim. Tenho muito orgulho de ser filho de duas pessoas íntegras e de coração tão bom!

A minha orientadora, Prof^a. Dr^a. Valéria Centurion Córdoba, por toda a paciência e humildade em me transmitir os ensinamentos estratigráficos necessários para a realização deste trabalho. Obrigado pelas valiosas correções, como também pelos longos dias de discussões, que sempre renderam boas risadas. A senhora é um exemplo de profissional e, principalmente, de ser humano para mim.

A minha co-orientadora, Prof^a. Dr^a. Debora do Carmo Sousa, por toda a amizade, confiança e encorajamento durante todos esses anos. As suas dicas e observações engrandeceram significativamente este trabalho.

Aos meus amigos do Pré Tibau (Felipe Maroto, Flávia Valânea, Iuri Silva, Mônica Lira e Vanessa Costa), por todos os anos de amizade, pelas palavras de apoio e também pelos momentos de descontração, que tanto me ajudaram nesse período de mestrado. Vocês são os melhores amigos que eu poderia ter nessa vida!

Aos meus amigos do Catapoio: Arthur Cardoso, Luanny Fernandes, Ricardo Rodrigues e Rodrigo Ruan. Obrigado pelas boas histórias vividas durante esses sete anos de geologia. Vocês tornaram esse caminho muito mais fácil de ser percorrido. Um agradecimento mais do que especial a Luanny, por todo o auxílio com a formatação.

Aos funcionários e amigos do Laboratório de Geologia e Geofísica do Petróleo (LGGP): a Fernando, Amanda e Sarah, a minha eterna gratidão pelas incontáveis impressões, bem como pelas conversas descontraídas na secretaria, as quais amenizaram a seriedade do dia a dia de trabalho. A Dona Leia, por sempre fazer aquele cafezinho e deixar tudo impecavelmente limpo no laboratório. A Brennda, minha fiel parceira de Ateliê, por ter dividido comigo todas as felicidades e angústias no decorrer do mestrado. A Roanny, por todo carinho e amizade, que foram indispensáveis durante este período. A Bárbara, Carla, Erlanny, Letícia e Pedro, pelo incentivo, companheirismo e as boas risadas!

Ao pessoal do Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha e Monitoramento Ambiental (GGEMMA): a Prof^a. Dra^a Helenice Vital, por todo suporte e prestatividade, bem como pela oportunidade que me foi dada de poder participar do Projeto *Geohards*, sob sua coordenação. Ao Prof. Dr. Moab Praxedes, pelas discussões sobre o Quaternário e pelos artigos que me auxiliaram na construção desta pesquisa. A Junior e João Paulo, por toda a ajuda com os computadores e *softwares*. Obrigado por me salvarem diversas vezes com os *no-breaks* queimados.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo financiamento da bolsa de estudos.

A *Internacional Ocean Discovery Program* (IODP), que em convênio com a CAPES, financiou o projeto de pesquisa “*Geohazards e Tectônica – A influência de zonas de fratura na reativação de margens passivas: Margem Equatorial Brasileira*”, no qual este trabalho encontra-se inserido.

Por fim, a todos que torceram por mim e me apoiaram direta ou indiretamente durante todo o desenvolvimento desta Dissertação de Mestrado, o meu muito obrigado!

“A verdadeira viagem de descobrimento não consiste em procurar novas paisagens, mas em ter novos olhos.” (Marcel Proust)

Resumo

A Bacia Potiguar localiza-se na intersecção entre as margens leste e equatorial brasileiras, abrangendo áreas dos estados do Rio Grande do Norte e Ceará. O preenchimento sedimentar dessa bacia é representado por rochas que foram depositadas desde o Neocomiano até o Quaternário, no decorrer de diferentes estágios tectonossedimentares, sendo eles: Rifte, Pós-Rifte e Drifte. O último estágio, em especial, designa um período de relativa quiescência tectônica marcada por taxas de subsidência mais modestas, que propiciaram a deposição, em um contexto de mar aberto, da Supersequência Drifte. Esta supersequência é subdividida nas fases transgressiva (porção inferior) e regressiva (porção superior), por meio de uma importante discordância regional de idade campaniana superior. Os depósitos da fase drifte regressiva, alvo deste estudo, possuem a sua litoestratigrafia designada pelo Grupo Agulha, que é constituído pelas formações Barreiras, Tibau, Guamaré e Ubarana. A principal finalidade desta pesquisa foi realizar uma análise estratigráfica da sucessão drifte regressiva da Bacia Potiguar, sob a ótica da estratigrafia de sequências, visando um melhor entendimento acerca do seu processo evolutivo nas regiões de plataforma, talude e bacia. Para tal propósito, foram utilizadas informações litológicas e perfis de raios gama de cinco poços exploratórios, durante uma fase de análise 1D. Seguidamente, as informações oriundas da fase prévia auxiliaram a interpretação de sete linhas sísmicas, no decorrer de uma fase de análise 2D. Ao final, os resultados das análises 1D e 2D foram integrados, levando à individualização de cinco sequências deposicionais na sucessão estudada. De modo geral, nas porções mais proximais, as duas sequências mais antigas (1 e 2) foram caracterizadas por uma preponderância de depósitos de talude, bem como por padrões fortemente progracionais. Já, as sequências 3, 4 e 5 possuem uma tendência mais agradacional e estão representadas pela sedimentação de sucessões plataformais. No tocante a Sequência 3, esta é marcada por um amplo desenvolvimento da fábrica carbonática, enquanto que a Sequência 4 é caracterizada por um significativo influxo siliciclástico. A Sequência 5, por sua vez, possui a sua configuração deposicional definida por um importante estágio de elevação eustática global, o que resultou na ampla migração dos depósitos de porções mais distais para as águas mais rasas. Finalmente, no contexto marinho profundo, as cinco sequências deposicionais apresentam um arcabouço semelhante, estando retratadas pela preponderância de sucessões hemipelágicas, com a presença secundária de depósitos associados a fluxos gravitacionais, cuja ocorrência se deu principalmente nas duas sequências mais antigas (1 e 2).

Palavras-chave: Bacia Potiguar; sucessão drifte regressiva; sismoestratigrafia; estratigrafia de sequências.

Abstract

The Potiguar Basin is located at the intersection between the east and equatorial Brazilian margins, covering areas of the Rio Grande do Norte and Ceará states. The sedimentary filling of this basin is represented by rocks that were deposited from Neocomian to Quaternary, during different tectono-sedimentary stages, being: Rift, Post-Rift and Drift. The last stage, in particular, designates a period of relative tectonic quiescence marked by more modest subsidence rates, which led to the deposition, in an open ocean context, of the Drift Supersequence. This supersequence is subdivided into the transgressive (lower portion) and regressive (upper portion) phases, by means of an important regional unconformity with upper Campanian age. The deposits of the regressive drift phase, target of this study, have their lithostratigraphy designated by the Agulha Group, which consists of the Barreiras, Tibau, Guamaré and Ubarana formations. The main purpose of this research was to perform a stratigraphic analysis of the regressive drift succession of the Potiguar Basin, from the perspective of sequence stratigraphy, aiming at a better understanding of its evolutionary process in the shelf, slope and basin regions. For this purpose, lithological information and gamma ray logs of five exploratory wells were used during a 1D analysis phase. Subsequently, the information from the previous phase helped to interpret seven seismic lines in the course of a 2D analysis phase. At end, the results of the 1D and 2D analyzes were integrated, leading to the individualization of five depositional sequences in the studied succession. In general, in more proximal portions, the two older sequences (1 and 2) were characterized by a preponderance of slope deposits, as well as by strongly progradational patterns. On the other hand, sequences 3, 4 and 5 have a more aggradational tendency and are represented by the sedimentation of shelf deposits. Concerning the Sequence 3, this is marked by a wide development of the carbonate sedimentation, whereas the Sequence 4 is characterized by a significant siliciclastic influx. The Sequence 5, in turn, has its depositional configuration defined by an important stage of global eustatic rise, which resulted in an extensive migration of the deposits from more distal portions to the shallower zones. Finally, in the deep marine context, the five depositional sequences show a similar framework, being denoted by the

preponderance of hemipelagic successions, with the secondary presence of deposits associated with gravitational flows that occurs mainly in the two oldest sequences (1 and 2).

Keywords: Potiguar Basin; regressive drift succession; seismic stratigraphy; sequence stratigraphy.

Lista de Figuras

Capítulo 1 – Introdução

- Figura 1.1.** Mapa de localização das linhas e poços analisados, confeccionado a partir de uma base de dados fornecida pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). 3
- Figura 1.2.** Etapas de trabalho seguidas para a realização do trabalho. 4

Capítulo 2 – Contextualização Geológica

- Figura 2.1.** Mapa geológico simplificado ilustrando as unidades litoestratigráficas, as feições estruturais e os limites da Bacia Potiguar. A confecção deste mapa contou com uma base de dados disponibilizada pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). As informações acerca das estruturas foram obtidas em Françolin & Szatmari (1987), Bertani *et al.* (1990), Cremonini *et al.* (1996) e Pessoa Neto (1999). 8
- Figura 2.2.** Carta estratigráfica da Bacia Potiguar. Adaptado de Pessoa Neto *et al.* (2007). 9
- Figura 2.3.** Ilustração dos dois últimos estágios (sin-rifte II e III) de desenvolvimento do sistema de riftes do nordeste brasileiro, os quais estão associados à consolidação da Bacia Potiguar *onshore* e *offshore* (adaptado de Matos, 1992). Siglas: CG – Cráton do Congo; CSF - Cráton São Francisco; CSLOF – Cráton São Luís/do Oeste Africano. Adaptado de Matos (1992). 10
- Figura 2.4.** Bloco diagrama exibindo a configuração deposicional da sucessão drifte regressiva da Bacia Potiguar. Nas regiões mais proximais ocorrem os depósitos típicos da Formação Barreiras, originados a partir de rios entrelaçados, leques aluviais e costeiros. Tais depósitos gradam para os da Formação Tibau, que foram gerados a partir de sistemas de leques costeiros. Em direção à bacia, os depósitos da Formação Tibau passam gradativamente para os de plataforma carbonática da Formação Guamaré. Nas regiões mais distais desse cenário deposicional, ocorrem depósitos pelíticos correspondentes à Formação Ubarana, retratando contextos de talude e bacia. Modificado de Bertani *et al.* (1990). 15

Capítulo 3 – Fundamentação Teórica

- Figura 3.1.** Modelo de sequência deposicional composta pelos tratos de sistemas de nível baixo, transgressivo, nível alto e de regressão forçada. Esses tratos encontram-se individualizados pelas superfícies cronoestratigráficas, sendo elas: a superfície regressiva máxima (SRM), superfície de inundação máxima (SIM), limite de sequência (LS) e superfície basal de regressão forçada (SBRF). Modificado de Catuneanu (2006). 18
- Figura 3.2.** Esquema representativo das diferentes respostas encontradas nos perfis de raio gama, face aos diferentes tipos litológicos. Adaptado de Nichols (2001). 20
- Figura 3.3.** Tipos de terminação dos estratos/refletores contra superfícies cronoestratigráficas. Compilado de Mitchum *et al.* (1977a) e Severiano Ribeiro (2001). 21
- Figura 3.4.** Principais configurações de sismofácies encontradas nos dados sísmicos. Compilado de Mitchum *et al.* (1977b) e Severiano Ribeiro (2001). 23
- Figura 3.5.** Principais geometrias ou formas externas das sismofácies encontradas nos dados sísmicos. Compilado de Mitchum *et al.* (1977b) e Severiano Ribeiro (2001). 24

Capítulo 4 – Análise Estratigráfica

- Figura 4.1.** Diagrama 1D do poço P1, apresentando o perfil litofaciológico, os sistemas deposicionais, os conjuntos de parassequências, as superfícies limítrofes, os tratos de sistemas e as sequências deposicionais interpretadas. A localização do poço P1 pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.....26
- Figura 4.2.** Diagrama 1D do poço P2, apresentando o perfil litofaciológico, os sistemas deposicionais, os conjuntos de parassequências, as superfícies limítrofes, os tratos de sistemas e as sequências deposicionais interpretadas. Abaixo da legenda do diagrama 1D, encontra-se um mapa com a localização do poço P2 (em vermelho), bem como dos outros poços (em verde) e das linhas sísmicas analisadas (linhas pretas) neste trabalho. Essa localização também pode ser obtida na figura 1.1.27
- Figura 4.3.** Diagrama 1D do poço P3, apresentando o perfil litofaciológico, os sistemas deposicionais, os conjuntos de parassequências, as superfícies limítrofes, os tratos de sistemas e as sequências deposicionais interpretadas. Abaixo da legenda do diagrama 1D, encontra-se um mapa com a localização do poço P3 (em vermelho), bem como dos outros poços (em verde) e das linhas sísmicas analisadas (linhas pretas) neste trabalho. Essa localização também pode ser obtida na figura 1.1.28
- Figura 4.4.** Diagrama 1D do poço P4, apresentando o perfil litofaciológico, os sistemas deposicionais, os conjuntos de parassequências, as superfícies limítrofes, os tratos de sistemas e as sequências deposicionais interpretadas. A localização do poço P4 pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.29
- Figura 4.5.** Diagrama 1D do poço P5 apresentando o perfil litofaciológico, os sistemas deposicionais, os conjuntos de parassequências, as superfícies limítrofes, os tratos de sistemas e as sequências deposicionais interpretadas. A localização do poço P5 pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.30
- Figura 4.6.** Linha sísmica L1 não interpretada (A) e interpretada (B e C). A imagem (B) mostra as interpretações realizadas acerca das sismofácies, enquanto que a imagem (C) exibe as unidades genéticas e superfícies cronoestratigráficas da estratigrafia de sequências identificadas no intervalo estudado. Este dado sísmico encontra-se com o filtro de diferenciação centrada vertical (DCV) e a sua localização pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.....36
- Figura 4.7.** Linha sísmica L2 não interpretada (A) e interpretada (B e C). A imagem (B) mostra as interpretações realizadas acerca das sismofácies, enquanto que a imagem (C) exibe as unidades genéticas e superfícies cronoestratigráficas da estratigrafia de sequências identificadas no intervalo estudado. Este dado sísmico encontra-se com o filtro de diferenciação centrada vertical (DCV) e a sua localização pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.....37
- Figura 4.8.** Linha sísmica L3 não interpretada (A) e interpretada (B e C). A imagem (B) mostra as interpretações realizadas acerca das sismofácies, enquanto que a imagem (C) exibe as unidades genéticas e superfícies cronoestratigráficas da estratigrafia de sequências identificadas no intervalo estudado. Este dado sísmico encontra-se com o filtro de diferenciação centrada vertical (DCV) e a sua localização pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.....38
- Figura 4.9.** Linha sísmica L4 não interpretada (A) e interpretada (B e C). A imagem (B) mostra as interpretações realizadas acerca das sismofácies, enquanto que a imagem (C) exibe as unidades genéticas e superfícies cronoestratigráficas da estratigrafia de sequências identificadas no intervalo estudado. Este dado sísmico encontra-se com o filtro de diferenciação centrada vertical (DCV) e a sua localização pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.....39
- Figura 4.10.** Linha sísmica L5 não interpretada (A) e interpretada (B e C). A imagem (B) mostra as interpretações realizadas acerca das sismofácies, enquanto que a imagem (C) exibe as unidades genéticas e superfícies cronoestratigráficas da estratigrafia de sequências identificadas no intervalo estudado. Este dado sísmico encontra-se com o filtro de diferenciação centrada vertical (DCV) e a sua localização pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.....40
- Figura 4.11.** Linha sísmica L6 não interpretada (A) e interpretada (B e C). A imagem (B) mostra as interpretações realizadas acerca das sismofácies, enquanto que a imagem (C) exibe as unidades genéticas e superfícies cronoestratigráficas da estratigrafia de sequências identificadas no intervalo estudado. Este dado sísmico encontra-se com o filtro de diferenciação centrada vertical (DCV) e a sua localização pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.....41

Figura 4.12. Linha sísmica L7 não interpretada (A) e interpretada (B e C). A imagem (B) mostra as interpretações realizadas acerca das sismofácies, enquanto que a imagem (C) exhibe as unidades genéticas e superfícies cronoestratigráficas da estratigrafia de sequências identificadas no intervalo estudado. Este dado sísmico encontra-se com o filtro de diferenciação centrada vertical (DCV) e a sua localização pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.....42

Capítulo 5 – Discussões

Figura 5.1. Etapas evolutivas relacionadas à formação das sequências da fase drifte regressiva. Iniciando pela gênese da Sequência Depositional 1, tem-se em (a), o desenvolvimento do TSNB dessa sequência, e em (b) e (c), a fase transgressiva atribuída ao TST, e a regressiva ao TSNA, respectivamente. O processo de formação da Sequência 2 pode ser observado de forma resumida na imagem (d). No que concerne à Sequência 3, a gênese dos seus tratos de sistemas de nível baixo, transgressivo e de nível alto está caracterizada, respectivamente, nos modelos (e), (f) e (g). À respeito da Sequência 4, o processo de formação dos seus depósitos de nível baixo (TSNB) está simbolizado em (h); o TST, por sua vez, encontra-se representado na imagem (i), e o TSNA é caracterizado em (j). Finalmente, a Sequência 5 está representada no esquema (k), estabelecendo o encerramento da sucessão drifte regressiva analisada neste trabalho.53

Sumário

Resumo	v
Abstract	vi
Lista de Figuras	viii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação	1
1.2 Justificativa e objetivos	1
1.3 Base de dados e métodos empregados	2
2. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA	7
2.1 Generalidades	7
2.1 Evolução tectonossedimentar	10
2.1.1 Estágio Rifte.....	10
2.1.2 Estágio Pós-Rifte	12
2.1.3 Estágio Drifte	12
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	16
3.1 Estratigrafia de sequências	16
3.2 Análise de perfis de raios gama.....	19
3.3 Sismoestratigrafia	20
4. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA	25
4.1 Análise 1D.....	25
4.1.1 Sequência 1	25
4.1.2 Sequência 2.....	31
4.1.3 Sequência 3.....	32
4.1.4 Sequência 4.....	33
4.1.5 Sequência 5.....	34
4.2 Análise 2D	34
4.2.1 Sismofácies.....	35
4.2.2 Sequência Depositionais	44

4.2.2.1 Unidade Subjacente	44
4.2.2.2 Sequência 1	46
4.2.2.3 Sequência 2.....	47
4.2.2.4 Sequência 3.....	48
4.2.2.5 Sequência 4.....	49
4.2.2.6 Sequência 5.....	50
5. DISCUSSÕES	52
6. CONCLUSÕES.....	61
Referências Bibliográficas	63
APÊNDICE A - Artigo científico: “<i>Evolution of the shallow and deep-water deposits included in the drift regressive succession, Upper Cretaceous to Holocene of the Potiguar Basin (NE of Brazil)</i>”	67



INTRODUÇÃO

Capítulo 1

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

A presente dissertação, intitulada “Evolução estratigráfica da sucessão drifte regressiva da Bacia Potiguar (NE do Brasil)”, constitui um requisito obrigatório para a obtenção do título de Mestre do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). Esta encontra-se inserida em um projeto de pesquisa mais amplo, denominado “*Geohazards e Tectônica – A influência de zonas de fratura na reativação de margens passivas: Margem Equatorial Brasileira*”, produto de um convênio entre a *International Ocean Discovery Program* (IODP) e a Comissão de Aperfeiçoamento de Pessoal do Nível Superior (CAPES).

O desenvolvimento do trabalho se deu, majoritariamente, nas dependências do Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha e Monitoramento Ambiental (GGEMMA), o qual pertence ao Centro de Ciências Exatas e da Terra (CCET), ambos da UFRN, contando com a orientação da Prof^a. Dr^a. Valéria Centurion Córdoba e coorientação da Prof^a. Dr^a Debora do Carmo Sousa.

1.2 Justificativa e objetivos

A Bacia Potiguar abarca um amplo registro sedimentar edificado a partir de diversas fases evolutivas, que tiveram início no “Neocomiano”. No decorrer dos seus últimos estágios evolutivos, a bacia teve a sua subsidência controlada por mecanismos termais e isostáticos que propiciaram a deposição, em um contexto de mar aberto, da Supersequência Drifte, a qual foi subdividida nas fases marinhas transgressiva e regressiva (Bertani *et al.*, 1990; Matos, 1992; Pessoa Neto *et al.*, 2007).

Os depósitos atribuídos à fase regressiva, em especial, tiveram a sua sedimentação em um intervalo que vai do Neocampaniano até o Holoceno, envolvendo litoestratigraficamente as formações Barreiras, Tibau, Guamaré e Ubarana, as quais retratam uma configuração deposicional marcada por sistemas costeiros, plataformais, de talude e marinhos profundos. A análise sismoestratigráfica dessa sucessão regressiva foi abordada, apenas, em alguns consagrados trabalhos da literatura da área, destacando-se os de Pessoa Neto (1999), Pessoa Neto (2003) e Pessoa Neto *et al.* (2007). Os dois primeiros trabalhos se detiveram na parte centro-leste da Plataforma Potiguar e analisaram exclusivamente a porção neogênica da referida

sucessão. O último trabalho, por sua vez, divide o intervalo drifte regressivo em sete sequências de menor ordem. Devido ao âmbito mais regional desse trabalho, não há uma representação através de sísmica ou poços do referido intervalo e de suas sequências constituintes.

A principal relevância do estudo dessa sucessão encontra-se nos depósitos turbidíticos da Formação Ubarana, os quais podem constituir importantes rochas reservatórios de hidrocarbonetos para a bacia, assim como foi documentado na 11ª Rodada de licitações de petróleo e gás da Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). Um modelo de sistema petrolífero análogo foi registrado em turbiditos oligo-miocênicos da Bacia de Campos (Moreira & Carminatti, 2004).

Dessa forma, sabendo da importância econômica dessa sucessão e buscando suprir a sua falta de caracterização no segmento oeste e nos contextos mais distais da Bacia Potiguar, bem como procurando complementar os estudos prévios com novas informações, o principal objetivo do trabalho foi utilizar linhas sísmicas e dados de poços para mapear a sucessão drifte regressiva nas regiões de plataforma, talude e marinha profunda naquele segmento da bacia, visando reconhecer, internamente à ela, unidades da estratigrafia de sequências de menor ordem, bem como entender os sistemas deposicionais responsáveis por sua sedimentação. Ao final, foi possível elaborar modelos evolutivos para essas unidades na área estudada, inserindo-as em um arcabouço estratigráfico e temporal.

1.3 Base de dados e métodos empregados

A base de dados empregada na dissertação de mestrado compreende sete seções sísmicas de reflexão 2D, já processadas em tempo, além de cinco poços de sondagem, incluindo os seus perfis compostos e pastas de poços (figura 1.1).

Os dados estão inseridos na porção oeste da Bacia Potiguar *offshore*, adjacientemente ao seu limite com a Bacia do Ceará. Projetando-se para ao continente, os dados situam-se, predominantemente, diante do Estado do Ceará e apenas uma diminuta porção diante do Estado do Rio Grande do Norte, entre as cidades litorâneas de Areia Branca/RN e Beberibe/CE. Em termos de coordenadas, define-se uma área limitada pelos meridianos 36°38'W e 38°06'W; e pelos paralelos 03°06'S e 04°34'S (figura 1.1).

No que concerne ao acervo cartográfico, este foi composto pelos arquivos vetoriais presentes nas cartas geológicas ao milionésimo Fortaleza (SA-24), Jaguaribe (SB-24), Natal

(SB-25) e Recife (SC-25), obtidas no *geobank* do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Ademais, também foram empregados dados vetoriais adquiridos no Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), relacionados aos limites territoriais brasileiros, capitais e municípios.

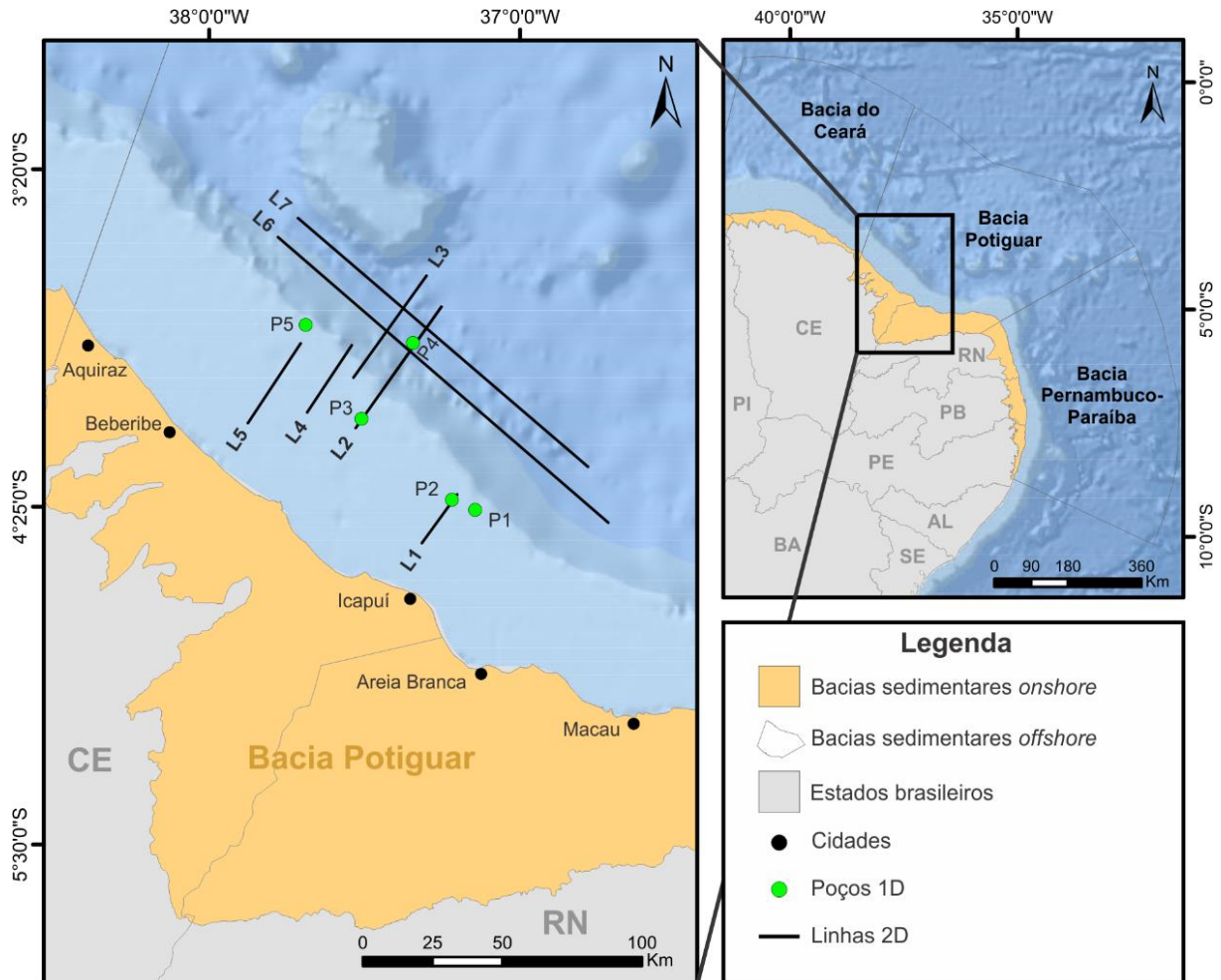


Figura 2.1 Mapa de localização das linhas e poços analisados, confeccionado a partir de uma base de dados fornecida pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

Em relação à sistemática empregada no trabalho, esta obedeceu a quatro etapas principais: (1) levantamento bibliográfico e obtenção do acervo de dados; (2) análise unidimensional dos perfis de poços; (3) análise bidimensional das seções sísmicas; (4) integração dos dados e confecção deste documento (figura 1.2).

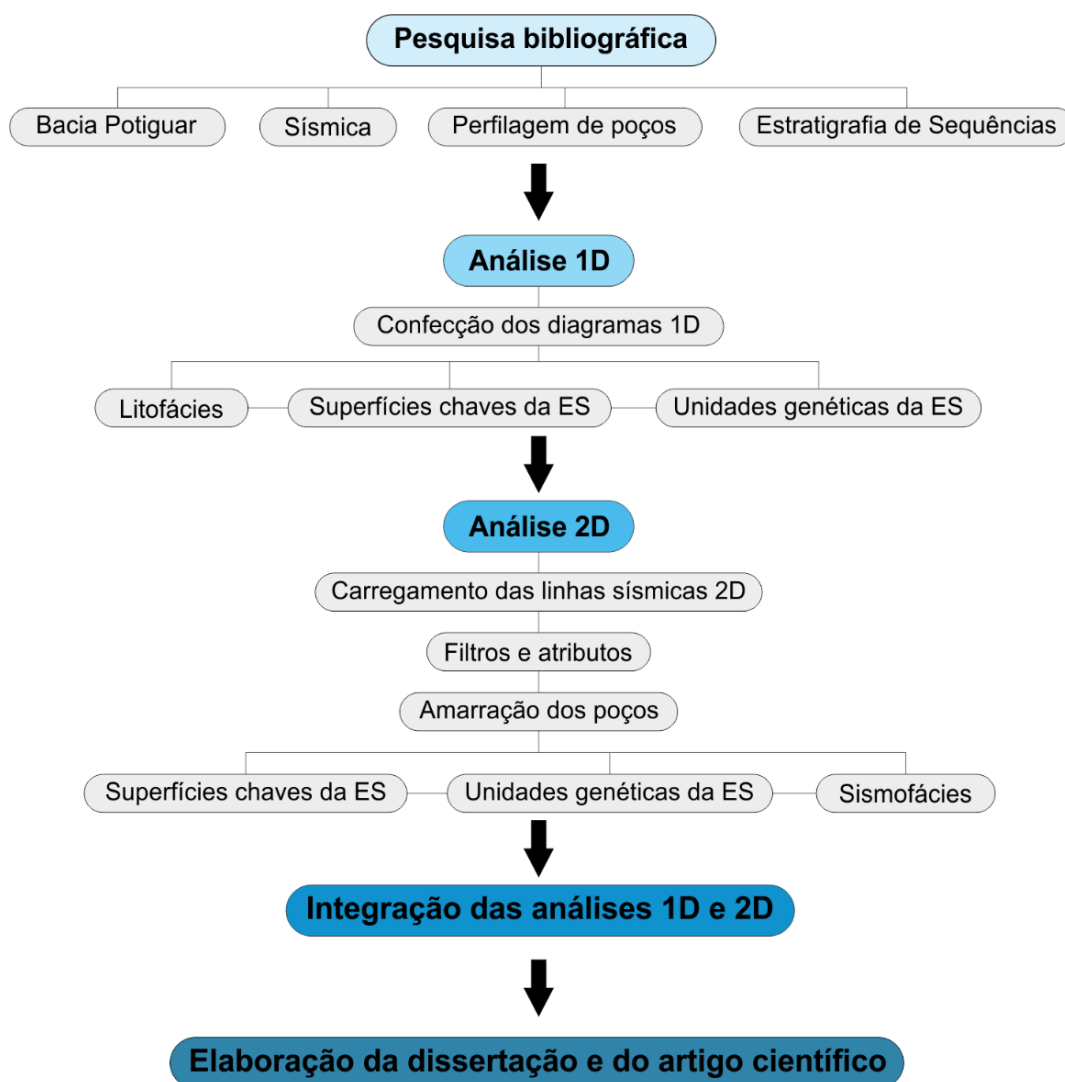


Figura 1.2. Etapas de trabalho seguidas para a realização do trabalho.

A primeira etapa consistiu na pesquisa bibliográfica sobre a geologia da Bacia da Potiguar, investigando o que foi discutido previamente acerca da sua estratigrafia, estruturação e gênese. Concomitantemente, também se buscou materiais acerca das metodologias aplicadas, como a perfilagem de poços, a sísmica e a estratigrafia de sequências que, combinadas, serviram de base para o desenvolvimento do trabalho. Ainda nesta fase, também foram adquiridos e organizados os dados utilizados, bem como foram confeccionados os mapas ilustrativos das diversas seções deste documento (figura 1.2).

Durante a segunda etapa, construiu-se diagramas 1D no *software* Corel Draw X8 a partir da combinação entre os perfis de raios gama e os litológicos, ambos derivados dos perfis compostos dos poços. Após a sua confecção, os diagramas 1D do intervalo estudado foram interpretados sob a ótica da estratigrafia de sequências, envolvendo a identificação das litofácies

presentes nos perfis litológicos e pastas de poços, dos padrões dos conjuntos de parassequências, bem como o reconhecimento de superfícies chaves e unidades genéticas desse ramo estratigráfico (figura 1.2). É importante salientar que antes de iniciar a fase de interpretação dos diagramas, houve a verificação da confiabilidade dos perfis de raios gama, através da avaliação do comportamento do perfil caliper e também da identificação de sapatas no poço.

A terceira etapa, por sua vez, iniciou com o carregamento das linhas sísmicas no *software OpendTect*, cuja serventia se estendeu para a aplicação de filtros (*dip steered median filter* e diferenciação centrada vertical) e atributos (amplitude RMS, pseudo-relevo, fase instantânea e cosseno de fase instantânea), os quais, respectivamente, atenuaram ruídos aleatórios e ressaltaram diferentes propriedades do dado sísmico. A aplicação desses filtros e atributos levou em consideração a premissa de que o dado sísmico foi corretamente processado. Os poços interpretados foram então amarrados às linhas sísmicas por perfis de *checkshot*, nos quais os tempos medidos em determinadas profundidades dos poços foram utilizados para obter os valores de velocidade intervalar que, por sua vez, foram utilizados na calibração desses dois tipos de dados (figura 1.2).

Seguidamente, o foco foi voltado para a interpretação sismoestratigráfica das linhas sísmicas, baseando-se nas etapas metodológicas propostas por Vail (1987), Vail & Mitchum (1977), Mitchum & Vail (1977), Mitchum *et al.* (1977a), Mitchum *et al.* (1977b), Ojeda (1991) e Della Fávera (2001). A interpretação sismoestratigráfica iniciou com a identificação das terminações de refletores, as quais designaram a presença de superfícies cronoestratigráficas importantes que, por sua vez, limitaram as sismosequências e seus tratos de sistemas internos. Posteriormente, as sismofácies, ou seja, as características (continuidade, frequência, amplitude e configuração) apresentadas pelos refletores internos de cada unidade reconhecida foram descritas e interpretadas, fornecendo uma compreensão do arcabouço deposicional da sucessão estudada (figura 1.2).

Após as interpretações sismoestratigráficas, em alguns casos, houve a necessidade de um novo ajuste nas posições dos topos das formações nos poços, com a ciência de que determinada sismofácies seria mais indicativa para determinada litologia.

A quarta e última etapa compreendeu a integração das interpretações realizadas na segunda e terceira etapas, com o propósito de torná-las coerentes nesses dois domínios: unidimensional e bidimensional (figura 1.2). Essa integração possibilitou a construção de

modelos genéticos para a sucessão estudada, os quais retrataram todo o processo evolutivo envolvido na formação da sucessão drifte regressiva da Bacia Potiguar. Finalmente, todas as interpretações e resultados obtidos no decorrer do curso de pós-graduação ao nível de mestrado foram descritos e organizados na forma desta dissertação e do artigo científico (figura 1.2). Este último, intitulado “*Evolution of the shallow and deep-water deposits included in the drift regressive succession, Upper Cretaceous to Holocene of the Potiguar Basin (NE of Brazil)*”, está sendo submetido à revista “*Marine and Petroleum Geology*” e encontra-se como o APÊNDICE A desta dissertação.

CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

Capítulo 2

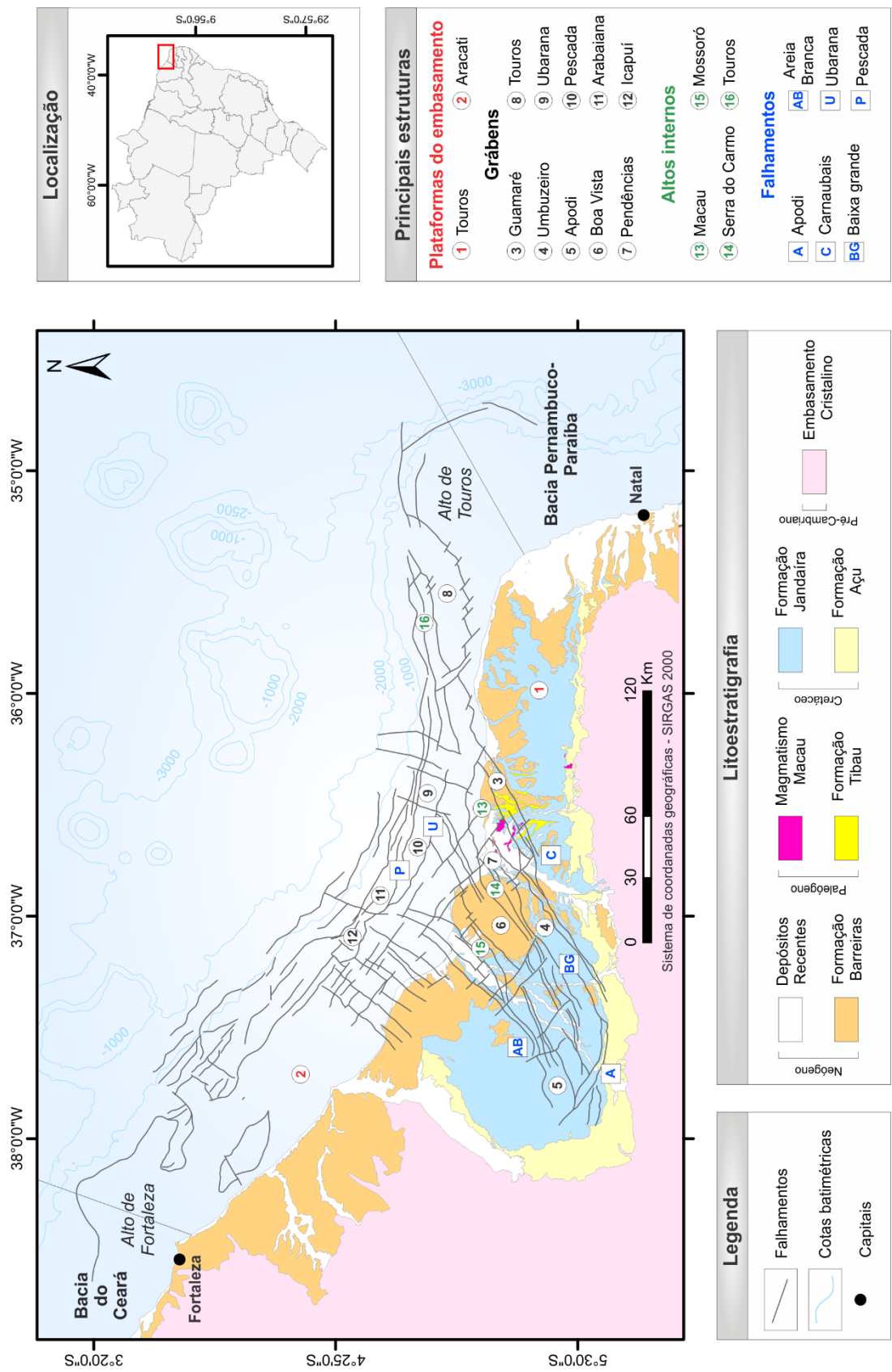
2. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

Este capítulo tem por finalidade situar e descrever, no âmbito geológico, o intervalo deposicional estudado nesta pesquisa. À vista disso, a primeira seção do capítulo busca abordar os aspectos gerais associados à Bacia Potiguar, como a sua localização e os seus limites. Seguidamente, a segunda seção trata da evolução tectonossedimentar dessa bacia, a qual se processou através de três estágios tectônicos distintos, sendo eles: Rifte, Pós-rifte e Drifte. Tais estágios são descritos detalhadamente nas três subseções homônimas, que apresentam o arcabouço estrutural e estratigráfico intrínseco a cada um deles.

2.1 Generalidades

A Bacia Potiguar está situada no limite entre as margens leste e equatorial brasileiras, dispondo-se quase que totalmente no Estado do Rio Grande do Norte e ocupando apenas uma porção do Estado do Ceará. No que diz respeito aos seus limites, a Bacia Potiguar é delimitada a noroeste e a leste por importantes feições estruturais. No primeiro caso, o Alto de Fortaleza a separa da Bacia do Ceará, ao passo que, o limite a leste é dado pelo Alto de Touros, que a isola da Bacia Pernambuco-Paraíba. Em relação ao seu limite norte, este é conferido à cota batimétrica de - 2.000 m, que representa a máxima extensão *offshore* da bacia. O limite sul, por sua vez, é estabelecido por meio do contato com o substrato cristalino da Província Borborema (figura 2.1; Bertani *et al.*, 1990; Pessoa Neto, 1999; Pessoa Neto *et al.*, 2007).

No que concerne ao seu preenchimento sedimentar, essa bacia engloba sucessões sedimentares depositadas desde Neocomiano até o Quaternário, as quais foram consolidadas no decorrer dos diferentes estágios tectonossedimentares que retratam a evolução da bacia, sendo eles: Rifte, Pós-Rifte e Drifte (figura 2.2; Bertani *et al.*, 1990; Pessoa Neto *et al.*, 2007).



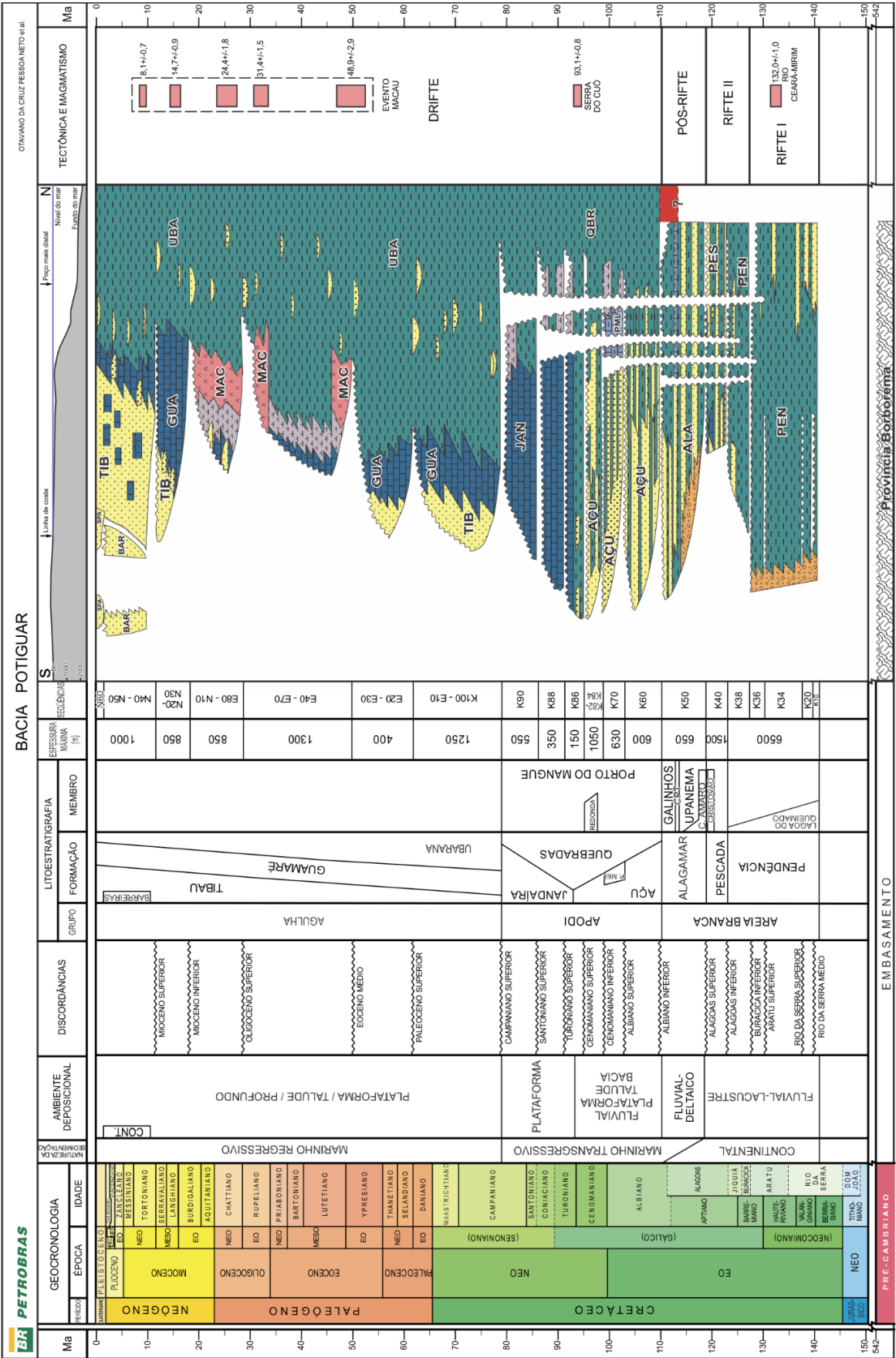


Figura 2.2. Carta estratigráfica da Bacia Potiguar. Adaptado de Pessoa Neto et al. (2007).

2.1 Evolução tectonossedimentar

2.1.1 Estágio Riffe

A história evolutiva da bacia iniciou com o estágio Riffe, o qual foi caracterizado por um regime distensional associado a um intenso afinamento crustal (Bertani *et al.*, 1990). O referido estágio foi subdividido nas fases Sin-Rifte II e Sin-Rifte III por Matos (1992; figura 2.3). Distintamente, baseando-se no desenvolvimento das zonas transformantes equatoriais, o trabalho de Matos (2000) renomeou o estágio Riffe como Pré-Transformante, o qual teria se processado através das fases Pré-Transtração, equivalente a Sin-Rifte II; e Sin-Transtração, correspondente a Sin-Rifte III.

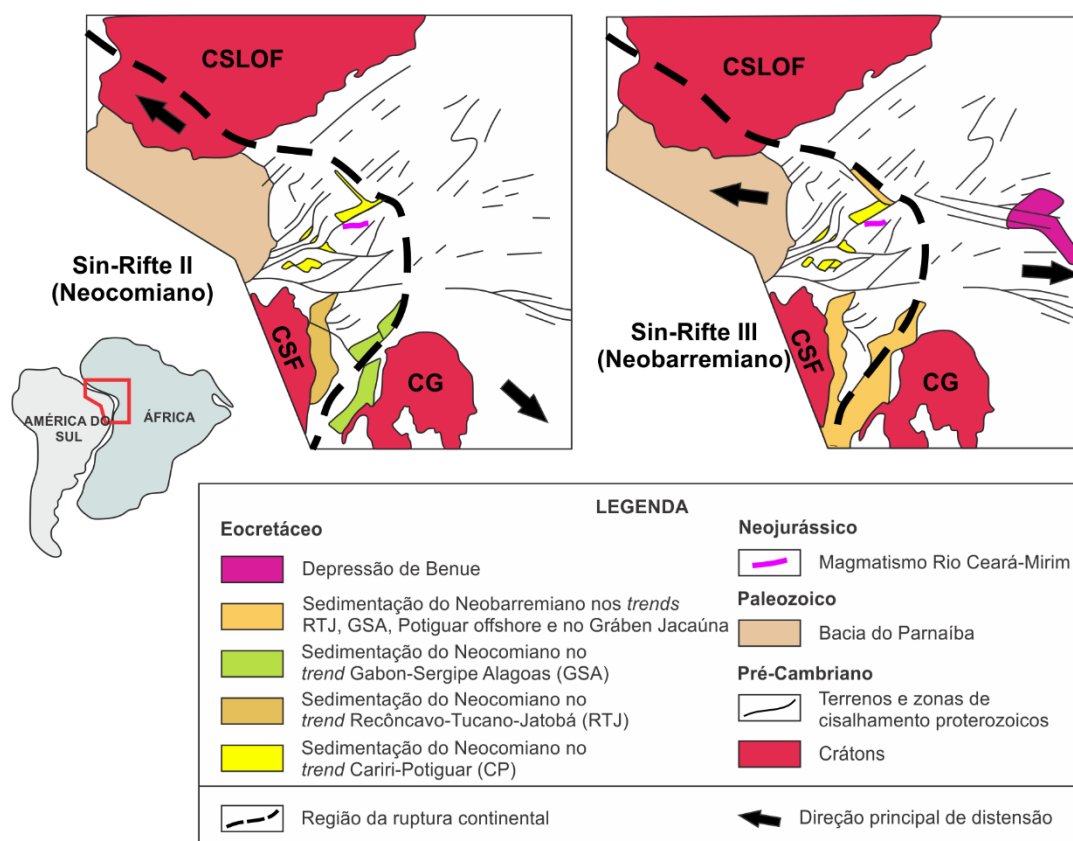


Figura 2.3. Ilustração dos dois últimos estágios (sin-rifte II e III) de desenvolvimento do sistema de riftes do nordeste brasileiro, os quais estão associados à consolidação da Bacia Potiguar *onshore* e *offshore* (adaptado de Matos, 1992). Siglas: CG – Cráton do Congo; CSF - Cráton São Francisco; CSLOF – Cráton São Luís/do Oeste Africano. Adaptado de Matos (1992).

Durante a fase Sin-Rifte II ou Pré-Transtração (Neocomiano – Barremiano), houve a instalação do “Rifte Potiguar” na porção emersa da Bacia Potiguar, graças a esforços distensivos WNW-ESE (figura 2.3), gerando semigrábens (Umbuzeiro, Apodi, Guamaré e Boa

Vista), como também altos do embasamento (Quixabá, Serra do Carmo e Macau) orientados NE-SW (figura 2.1). O “Rifte Potiguar” é bordejado por duas plataformas do embasamento (Aracati e Touros) e o seu arcabouço tectônico é controlado pelos sistemas de falhas de Carnaubais, Apodi, Baixa Grande e Areia Branca, os quais aproveitaram zonas de fraquezas deixadas por estruturas pretéritas do embasamento cristalino (figura 2.1). No tocante à porção submersa, a sua região oeste experimentou uma leve transtração oblíqua, com a abertura de bacias estreitas limitadas por falhas de transferência de *trend* WNW-ESE; ao passo que na porção leste, houve o desenvolvimento de uma bacia ampla e profunda (figura 2.1; Matos, 1992; Cremonini *et al.*, 1996; Matos, 2000).

A fase Sin-Rifte III ou Sin-Transtração, por sua vez, instalou-se durante o Neobarremiano, com um possível prolongamento até o Eoaptiano. Esta foi caracterizada por uma transição entre os processos deformacionais atuantes na abertura da margem leste, para aqueles relacionados à ruptura da margem equatorial. Ao longo desta margem, na região da Bacia Potiguar, predominou condições transtracionais dextrais, associada a um campo distensivo aproximadamente E-W (figura 2.3; Matos, 1992). Na referida bacia, esse período é traduzido por uma interrupção na sedimentação da porção *onshore*, com início de uma sedimentação mais significativa na região *offshore* (figura 2.3), principalmente, nos grábens submersos orientados NW-SE (Ubarana e Pescada). Tais grábens foram individualizados tanto por falhas de transferência NW-SE (falhas de Ubarana e Pescada), geradas na fase sin-rifte II e reativadas neste estágio, como também pelos prolongamentos *offshore* dos sistemas de falhas de Carnaubais e Areia Branca (figura 2.1; Matos, 1992; Cremonini *et al.*, 1996; Matos, 2000).

O preenchimento dos grábens originados durante o estágio Rifte foi designado por uma supersequência homônima sendo, em termos litoestratigráficos, equivalente às formações Pendência e Pescada (figura 2.2), cuja sedimentação se deu através de sistemas flúvio-deltaicos, lacustres e de leques aluviais (Souza, 1982; Araripe & Feijó, 1994; Pessoa Neto *et al.*, 2007). Essa sucessão sedimentar, ainda foi seccionada por diques de diabásio toleítico E-W, intrusivos no embasamento cristalino próximo ao limite sul da bacia (Araripe & Feijó, 1994). Os referidos diques foram gerados pelo evento descrito como Magmatismo Rio Ceará-Mirim (figura 2.2), cuja idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ corresponde a $132,2 \pm 1$ Ma, conforme as análises realizadas por Souza *et al.* (2003).

2.1.2 Estágio Pós-Rifte

Após as fases de rifteamento, instalou-se um estágio Pós-Rifte na margem leste, no decorrer do intervalo Neoaptiano - Albiano. Durante esse período, houve o desenvolvimento de uma sucessão transicional nessa margem, relacionada a um ambiente tectônico relativamente calmo, marcado pela subsidência termal, devido ao resfriamento da crosta previamente aquecida. Enquanto isso, na margem equatorial ocorria a propagação do rifteamento ao longo da zona de ruptura WNW-ESE, designando a fase Sin-Transformante (Bertani *et al.*, 1990; Matos, 1992; Cremonini *et al.*, 1996; Matos, 2000; Pessoa Neto, 2003).

Nesse estágio, houve uma sedimentação mista incluindo sistemas continentais e marinhos na Bacia Potiguar, os quais retratam a deposição da Supersequência Pós-Rifte que, em âmbito litoestratigráfico, corresponde à Formação Alagamar. A deposição neste momento foi inicialmente dominada por uma sedimentação siliciclástica derivada de sistemas deposicionais flúvio-deltaicos, cujos litotipos estão inclusos dos membros Canto do Amaro e Upanema. Consecutivamente, houve um afogamento progressivo desses depósitos flúvio-deltaicos pelas sucessões transicionais de ambiente marinho nerítico do Membro Galinhos. A máxima inundação desse período foi evidenciada pela sedimentação das Camadas Ponta do Tubarão (CPT), as quais são caracterizadas por folhelhos pretos e calcilutitos ostracoidais (Souza, 1982; Araripe & Feijó, 1994; Pessoa Neto *et al.*, 2007). A Formação Alagamar, juntamente com as formações Pendência e Pescada, compõe o Grupo Areia Branca (figura 2.2).

2.1.3 Estágio Drifte

A partir do Albiano até o Pleistoceno, as taxas de subsidência foram mais modestas, sendo controladas principalmente por mecanismos termais e isostáticos. Tal configuração proporcionou, em um contexto de mar aberto, a sedimentação da Supersequência Drifte, que pôde ser subdividida em sequências marinhas transgressivas e marinhas regressivas (figura 2.2; Bertani *et al.*, 1990; Pessoa Neto, 2003).

As sequências marinhas transgressivas tiveram a sua sedimentação iniciada no Albiano, a partir da atuação de sistemas de leque aluvial, fluvial e estuarino associados à Formação Açu (Vasconcelos *et al.*, 1990). Concomitantemente, também ocorreu a deposição de sedimentos predominantemente finos, de ambientes plataformais e de talude, relacionados à Formação Quebradas (Araripe & Feijó, 1994). No final do Albiano, interdigitaram-se, aos depósitos que

integram essas duas formações, sedimentos carbonáticos de plataforma rasa associada a planícies de maré, inclusas na Formação Ponta do Mel (Tibana & Terra, 1981). Finalmente, sobreposta a todos esses depósitos, houve a instalação de uma ampla plataforma carbonática dominada por maré, retratada pela Formação Jandaíra (figura 2.2; Souza, 1982; Araripe & Feijó, 1994; Pessoa Neto *et al.*, 2007).

Durante a deposição dessas primeiras sequências transgressivas, ainda ocorreu o evento magmático denominado Serra do Cuó (figura 2.2), o qual compreende derrames e/ou soleiras de olivina-basalto, distribuídos na região centro-sul da bacia. As datações Ar-Ar, realizadas por Souza *et al.* (2003), definiram uma idade de $93,1 \pm 0,8$ Ma para o referido magmatismo.

A transição entre a sucessão marinha transgressiva e a regressiva foi marcada por um extenso evento erosivo ocorrido durante o Neocampaniano, que deu origem à denominada Discordância pré-Ubarana ou do Campaniano superior (figura 2.2). Esse evento erosivo foi associado a um soerguimento termal na bacia que, segundo os estudos a partir traços de fissão em apatita de Moraes Neto (1999) e Moraes Neto *et al.* (2009), poderia estar associado a processos litosféricos pós-distensionais, amplificados por um *underplating* magmático crustal (Françolin & Szatmari, 1987; Bertani *et al.*, 1990; Cremonini, 1996; Jardim de Sá *et al.*, 1999; Pessoa Neto *et al.*, 2007).

Após o evento erosivo, iniciou-se na bacia um grande período regressivo, concretizado pela deposição das sequências marinhas regressivas. Pessoa Neto *et al.* (2007) identificou sete sequências deposicionais para todo este intervalo, sendo as mais antigas (Neocampaniano – Eomioceno) caracterizadas por um padrão preferencialmente progradacional e constituídas por fácies de talude e bacia, com a presença de relíquias de uma plataforma carbonática (figura 2.2).

Intercalados às sequências do Mesoeoceno - Eomioceno, ocorrem ainda olivina-basaltos afaníticos, derivados do Magmatismo Macau (figura 2.2). Tal evento compreende uma série de corpos básicos na forma de diques, *necks*, *plugs* e pequenos derrames, distribuídos ao longo de uma faixa de direção N-S. As idades de ocorrência desse magmatismo abarcam um intervalo de tempo entre 70-65 e 9-6 Ma (Araripe & Feijó, 1994; Pessoa Neto, 1999; Pessoa Neto *et al.*, 2007).

Um novo evento erosivo separou as sequências mais antigas, das últimas sequências da sucessão regressiva (Eomioceno - Pleistoceno). Tal evento foi materializado pela “Discordância do Mioceno inferior” (figura 2.2), que constitui uma feição identificada em todas as bacias da margem brasileira por separar fácies de talude sotopostas, de fácies de plataforma rasa

sobrepostas (Jardim de Sá *et al.*, 1999; Pessoa Neto, 2003). Morais Neto (1999) e Morais Neto *et al.* (2009) descreveram um evento de soerguimento em 20 Ma, relacionado a um domeamento termal atribuído ao Magmatismo Macau, o que poderia estar associado ao processo de formação dessa superfície.

As sequências depositadas logo acima da “Discordância do Mioceno inferior” (figura 2.2) apresentam um padrão mais agradacional (Pessoa Neto *et al.*, 2007) e foram detalhadamente analisadas por Pessoa Neto (2003) no segmento leste da Bacia Potiguar. Esse autor subdividiu tal sucessão em três conjuntos de sequências, sendo eles: Eomioceno/Mesomioceno, Mesomioceno e Neomioceno/Pleistoceno. O primeiro conjunto designa um predomínio de fácies carbonáticas de plataforma externa. O segundo conjunto, por sua vez, constitui uma transição entre aquelas do primeiro grupo e as do terceiro conjunto. Esse último conjunto é denotado por um grande influxo siliciclástico, possivelmente associado a processos de soerguimento e erosão de depósitos da Formação Serra do Martins, descritos por Morais Neto (1999). Adicionalmente, Pessoa Neto (2003) acrescentou a influência fluvial dos rios Açu e Mossoró na deposição dessas cunhas clásticas.

No tocante a sua litoestratigrafia, o intervalo deposicional marinho regressivo pode ser explicitado pelo Grupo Agulha, o qual é composto pelas formações Tibau, Guamaré, Ubarana e Barreiras. A Formação Barreiras é a mais continental dentre todas e compreende depósitos areno-argilosos, com interações silticas e conglomeráticas, originados a partir de um sistema fluvial entrelaçado associado a leques aluviais e costeiros. Os depósitos dessa formação, interdigitam-se com aqueles da Formação Tibau, os quais foram depositados essencialmente por sistemas de leques costeiros e são constituídos por arenitos quartzosos, de granulometria grossa a conglomerática e mal selecionados, com intercalações de calcarenitos e pelitos. Em direção às porções mais baciais, os depósitos da Formação Tibau gradam progressivamente para uma plataforma carbonática, nomeada de Formação Guamaré, cujas litofácies são representadas por calcarenitos bioclásticos, com intercalações de calcilutitos, folhelhos e arenitos. Na região mais distal dessa configuração plataforma-talude-bacia, foi depositada uma espessa seção de sedimentos finos que deu origem a folhelhos e argilitos cinzentos, entremeada por sedimentos areno-siltosos representados por camadas de arenito muito fino a grosso, siltito cinza-acastanhado e calcarenito creme-claro. Essa última formação, chamada Ubarana, retrata uma deposição em um contexto de talude e bacia (figuras 2.2 e 2.4; Souza, 1982; Araripe & Feijó, 1994).

Esses últimos depósitos, emblemáticos do estágio drifte regressivo, representam o alvo de estudo desta dissertação. Assim, os seus aspectos evolutivos, cronológicos e composicionais, apresentados acima, serão de grande valia para a compreensão das interpretações realizadas no capítulo 4, como também para o entendimento das conclusões incluídas nos capítulos 5 e 6.

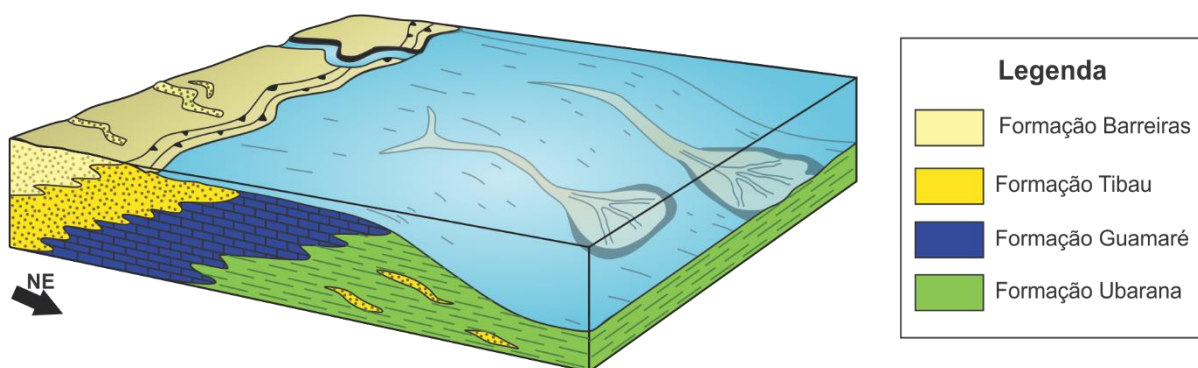


Figura 2.4. Bloco diagrama exibindo a configuração deposicional da sucessão drifte regressiva da Bacia Potiguar. Nas regiões mais proximais ocorrem os depósitos típicos da Formação Barreiras, originados a partir de rios entrelaçados, leques aluviais e costeiros. Tais depósitos gradam para os da Formação Tibau, que foram gerados a partir de sistemas de leques costeiros. Em direção à bacia, os depósitos da Formação Tibau passam gradativamente para os de plataforma carbonática da Formação Guimarães. Nas regiões mais distais desse cenário deposicional, ocorrem depósitos pelíticos correspondentes à Formação Ubarana, retratando contextos de talude e bacia. Modificado de Bertani *et al.* (1990).

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Capítulo 3

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O presente capítulo pretende apresentar os conceitos teóricos envolvidos na elaboração desta Dissertação de Mestrado, os quais consistem em três alvos principais: a estratigrafia de sequências, a perfilagem de raios gama e a sismoestratigrafia. No que concerne ao primeiro alvo, serão abordados conceitos e modelos que embasarão as interpretações realizadas nos capítulos seguintes. Consecutivamente, a seção relacionada aos perfis de raios gama tem por função explicar o funcionamento do método, bem como mostrar a sua importância para o processo de análise estratigráfica. O último tópico, por sua vez, preocupa-se em explicar o método sismoestratigráfico e, principalmente, a sua relação com a estratigrafia de sequências.

3.1 Estratigrafia de sequências

A estratigrafia de sequências compreende um modelo estratigráfico configurado em um arcabouço estritamente dinâmico/temporal, cujo objetivo é possibilitar uma visão genética na análise das diferentes sucessões sedimentares, empregando a interdisciplinaridade das diversas áreas e métodos da geologia sedimentar, como litoestratigrafia, bioestratigrafia, pedoestratigrafia, entre outros (Severiano Ribeiro, 2001).

Esse modelo considera que a arquitetura deposicional dos estratos sedimentares é controlada por quatro variáveis principais: tectônica, eustasia, clima e aporte sedimentar (Vail, 1987). A fim de facilitar o entendimento desse processo, o fator clima é desprezado e o aporte sedimentar é tomado como sendo fixo ao longo dos ciclos sedimentares. Desse modo, restam a tectônica e a eustasia como os agentes determinantes da assinatura estratigráfica de uma bacia, os quais se relacionam para definir a função chamada de “acomodação”, ou seja, o espaço disponível para a acumulação sedimentar (Jervy, 1988; Catuneanu, 2006; Catuneanu *et al.*, 2011; Holz, 2012). Conforme Shanley & McCabe (1994), essa “acomodação” é regida por uma superfície altamente teórica, denominada de “nível de base estratigráfico”, abaixo da qual o acúmulo sedimentar é possível tanto no domínio continental quanto no marinho.

Um ciclo completo de subida e descida desse nível é retratado na forma da unidade fundamental da estratigrafia de sequências, denominada de sequência deposicional (Catuneanu *et al.*, 2011). Segundo Vail & Mitchum (1977), esta unidade consiste em uma sucessão de estratos relativamente concordantes e geneticamente relacionados delimitados por discordâncias ou suas conformidades correlativas.

A sequência compreende um conjunto de tratos de sistemas, os quais foram primordialmente referidos por Brown & Fisher (1977) como uma série de sistemas deposicionais contemporâneos. Posteriormente, a caracterização desses tratos assumiu um novo aspecto, baseando-se no seu padrão de empilhamento e não apenas em suas fácies, como definido originalmente. Tais tratos foram formados por unidades de menor hierarquia: as parassequências e os conjuntos de parassequências. As parassequências foram definidas por Van Wagoner *et al.* (1988) como uma sucessão de camadas geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de inundação marinha. Grande parte das parassequências, principalmente as siliciclásticas, caracterizam-se por ciclos de raseamento para o topo (decréscimo gradual na profundidade da água), os quais podem ser de engrossamento ou afinamento textural ascendente. O agrupamento dessas parassequências em um conjunto, por sua vez, baseia-se na configuração de seu empilhamento, podendo ser progradacional, retrogradacional e agradacional (Van Wagoner *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1990).

O modelo de sequência adotado neste trabalho, compõe-se de quatro tratos de sistemas que, de acordo com Catuneanu (2006) e Catuneanu *et al.* (2011), são relacionados à trajetória da linha de costa. Tais tratos são formados durante quatro fases específicas do ciclo de variação no nível de base, o que também lhes confere a sua nomenclatura, podendo ser: trato de sistemas de regressão forçada (TSRF), trato de sistemas de nível baixo (TSNB), trato de sistemas transgressivo (TST) e trato de sistemas de nível alto (TSNA). Essas unidades são classificadas pela sua disposição dentro da sequência deposicional, pelas superfícies limitantes e pelo padrão de empilhamento dos conjuntos de parassequências (figura 3.1).

O trato de sistemas de nível baixo instala-se sobre o limite inferior da sequência (LS) e registra uma fase inicial da subida do nível de base, quando o aporte sedimentar ainda é maior que o espaço de acomodação. Inicialmente, esse trato é marcado por sucessões progradacionais, porém em sua fase final, as clinoformas vão tender a um empilhamento agradacional. O encerramento desse trato é estabelecido pela superfície regressiva máxima (SRM), que marca a máxima expansão dos depósitos de nível baixo em direção à bacia (figura 3.1; Catuneanu, 2006; Catuneanu *et al.*, 2011).

Após essa fase, o nível de base continua a subir, caracterizando o trato de sistemas transgressivo, o qual instala-se sobre a SRM. Nesse período transgressivo, a taxa de criação de espaço de acomodação é superior à taxa de aporte sedimentar, assinalando uma arquitetura retrogradacional para essa sucessão. Ao fim desse trato, uma superfície de inundação máxima

(SIM) é gerada, a qual, por sua vez, representa a máxima expansão dos depósitos baciais em direção ao continente (figura 3.1; Catuneanu, 2006; Catuneanu *et al.*, 2011).

Sobre a SIM, assenta-se o trato de sistemas de nível alto, que define a fase final de subida do nível de base, quando as taxas de acumulação sedimentar superam as de acomodação. As sucessões pertencentes a este trato mostram-se inicialmente agradacionais, tornando-se cada vez mais progradacionais para o topo. Os depósitos deste trato são capeados pelo limite de sequência (LS), que é formado pela discordância subaérea (DS) nas regiões proximais e pela sua conformidade correlativa (CC) nas regiões distais. Ademais, acima deste trato também ocorre a superfície basal de regressão forçada (SBRF; figura 3.1; Catuneanu, 2006; Catuneanu *et al.*, 2011).

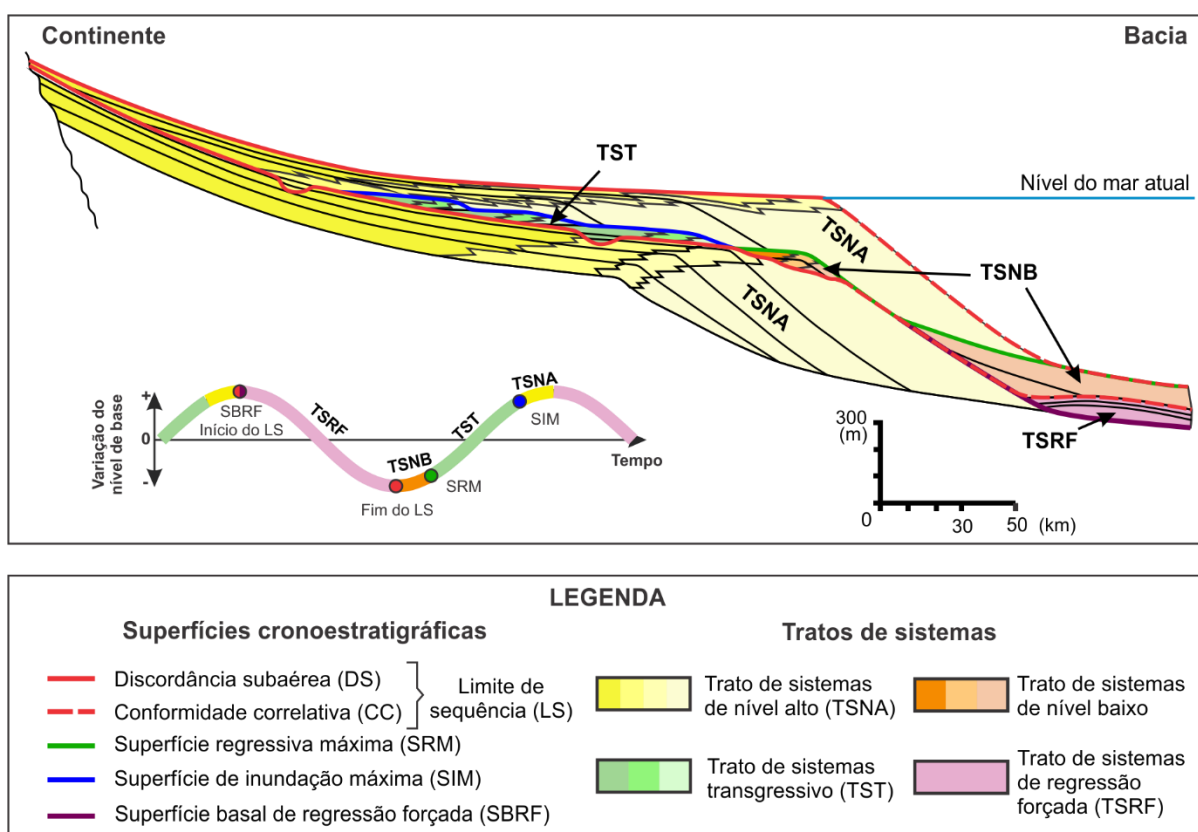


Figura 3.1. Modelo de sequência deposicional composta pelos tratos de sistemas de nível baixo, transgressivo, nível alto e de regressão forçada. Esses tratos encontram-se individualizados pelas superfícies cronoestratigráficas, sendo elas: a superfície regressiva máxima (SRM), superfície de inundação máxima (SIM), limite de sequência (LS) e superfície basal de regressão forçada (SBRF). Modificado de Catuneanu (2006).

Finalmente, durante a queda do nível de base, consolida-se o trato de sistemas de regressão forçada (*falling stage systems tract* de acordo com Catuneanu, 2006 e Catuneanu *et al.*, 2011), o qual não foi reconhecido nos dados interpretados neste trabalho. Este trato é

designado por um período em que o espaço de acomodação está sendo destruído, assim, os padrões de empilhamento dependem exclusivamente do aporte sedimentar disponível para a deposição. O limite inferior deste trato é a superfície basal de regressão forçada, enquanto que o seu topo é dado pela discordância-limite superior da sequência (figura 3.1).

3.2 Análise de perfis de raios gama

A perfilagem de raios gama consiste em um dos métodos empregados para a aplicação da estratigrafia de sequências. Esse método geofísico se preocupa em medir a radioatividade natural das rochas, sabendo que o decaimento dos isótopos instáveis nelas encontrados ocorre emitindo partículas α , β , γ e liberando calor. O equipamento usado para a medição denomina-se cintilômetro e a escala utilizada para dimensionar essa radioatividade é expressa na unidade de grau API (Campinho *et al.*, 2000; Kearey *et al.*, 2009).

Em rochas sedimentares, as curvas de raios gama refletem o conteúdo argiloso do litotipo, pois os elementos radioativos (principalmente o tório, o urânio e o potássio) tendem a se concentrar em minerais argilosos, os quais, conseqüentemente, são encontrados em sua maioria nas rochas pelíticas. Em alguns casos, arenitos arcoseanos (ricos em feldspatos) também podem apresentar altos valores de raios gama, destoando do que é comumente esperado, ou seja, rochas pelíticas. Desse modo, os valores mais baixos de raio gama têm uma maior tendência a ser representados por litologias mais arenosas, com exceção dos arenitos arcoseanos que possuem uma elevada concentração de potássio. Por outro lado, os valores mais altos tendem a ser associados às rochas de granulometria mais fina. Por esse motivo, os perfis de raios gama se destacam no processo de identificação litológica e, conseqüentemente, na análise dos padrões de empilhamento, que são muito importantes para a caracterização das unidades genéticas da estratigrafia de sequências e dos sistemas deposicionais (figura 3.2; Rider, 2000; Nichols, 2001; Calhã *et al.*, 2011).

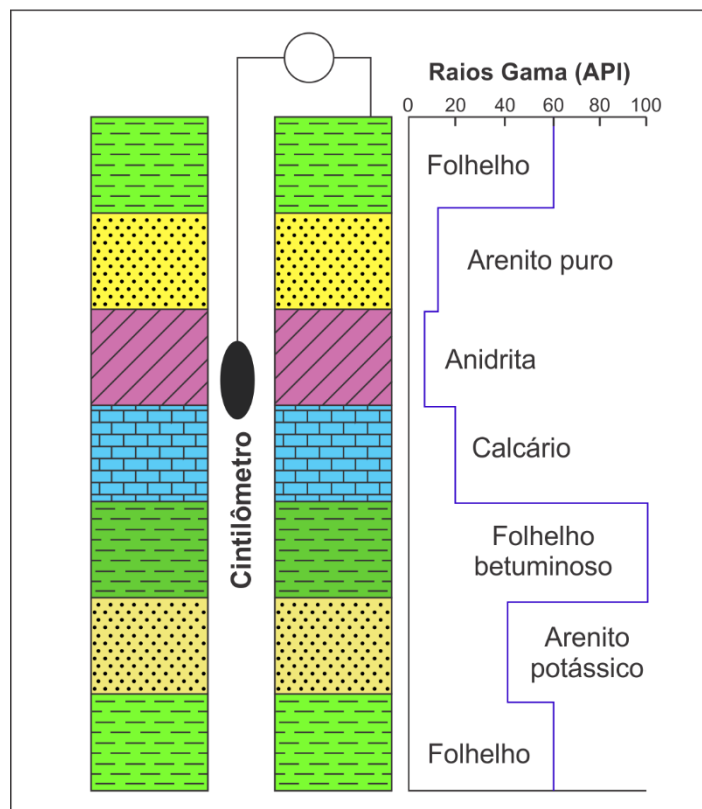


Figura 3.2. Esquema representativo das diferentes respostas encontradas nos perfis de raio gama, face aos diferentes tipos litológicos. Adaptado de Nichols (2001).

3.3 Sismoestratigrafia

A análise estratigráfica aplicada à sísmica de reflexão, por sua vez, correspondeu ao prelúdio do desenvolvimento teórico da estratigrafia de sequências. Essa relação reside no fato de que os refletores sísmicos designam contrastes de impedância acústica (produto entre a velocidade da onda sísmica pela densidade do intervalo de rocha) entre dois pacotes rochosos contíguos e que essa impedância evidencia superfícies cronologicamente significativas, ou seja, podem ser entendidas como linhas de tempo, as quais são essencialmente síncronas em quase toda a sua extensão e separam os estratos antigos dos mais jovens (Vail *et al.*, 1977; Emery & Myers, 1996; Severiano Ribeiro, 2001).

Em vista disso, as superfícies cronoestratigráficas e as unidades genéticas intrínsecas (sismossequências e seus tratos de sistemas) à estratigrafia de sequências apresentam diversas características que permitem reconhecê-las nos dados sísmicos por meio das diferentes sismofeições, como as terminações de refletores, as sismofácies e as geometrias externas.

Segundo Emery & Myers (1996), a análise da relação geométrica entre as reflexões/estratos e as diversas superfícies sísmicas limitantes contra as quais elas terminam, permite o estabelecimento dos padrões de terminações em seções sísmicas 2D. Tais terminações podem ser agrupadas em relação à localização destas contra a superfície limitante, podendo se localizarem sotopostas a este limite (truncamento erosional, *toplap* ou concordante) ou sobrepostas (*onlap*, *downlap* ou concordante; figura 3.3; Mitchum *et al.*, 1977a).

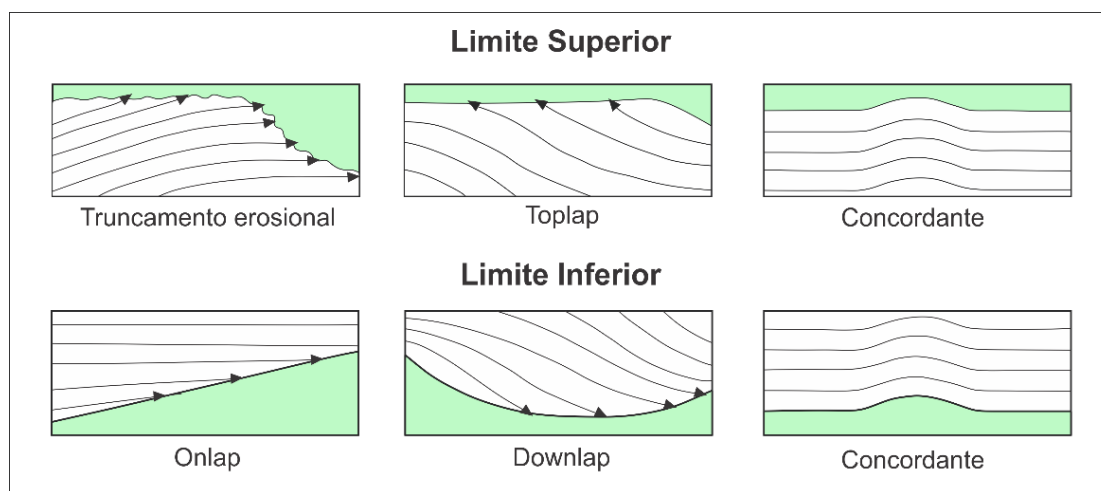


Figura 3.3. Tipos de terminação dos estratos/refletores contra superfícies cronoestratigráficas. Compilado de Mitchum *et al.* (1977a) e Severiano Ribeiro (2001).

Algumas dessas terminações de refletores relacionam-se a superfícies cronoestratigráficas específicas, com exceção da superfície regressiva máxima (SRM). O limite de sequência (LS), por exemplo, pode ser reconhecido por um refletor horizontalizado com diversas terminações em *toplap* abaixo; ou por um relevo altamente erosivo, que apresenta uma série de truncamentos dos refletores sotopostos; como também, pode ser evidenciado por uma migração do *onlap* costeiro, ao longo de sua extensão, em direção à bacia. No caso da superfície de máxima inundação (SIM), o principal critério de reconhecimento é a terminação em *downlap* dos refletores sobrejacentes do trato de sistemas de nível alto (TSNA). É preciso atentar para outra superfície acima dos leques de nível baixo, que também pode apresentar terminações em *downlap* sobrepostas. No entanto, nesse último caso, a sucessão posicionada acima da superfície é formada por fácies baciais (Mitchum *et al.*, 1977a; Emery & Myers, 1996).

Outra sismofoição importante na caracterização das unidades genéticas são as sismo fácies (figura 3.4). O termo sismo fácies denota um conjunto de reflexões sísmicas com características próprias, que se distinguem dos conjuntos adjacentes dentro de uma sequência

sísmica ou de seus tratos de sistemas internos (Mitchum *et al.*, 1977b). De acordo com Ojeda (1991), as sismofácies caracterizam uma mudança litofaciológica dentro de uma sucessão de estratos, logo, sabendo-se que as litofácies são o reflexo dos processos sedimentares atuantes, é possível afirmar que as sismofácies constituem a expressão destes processos. A análise dessas sismofácies visa descrever e interpretar geologicamente os parâmetros atrelados às reflexões, como a configuração, a continuidade, a amplitude, a frequência e a velocidade intervalar (Mitchum *et al.*, 1977b).

Dentre todos os parâmetros, o que mais se destaca na caracterização de uma fácies sísmica é a configuração interna dos refletores (figura 3.4), pois esta revela o padrão de estratificação da sucessão sedimentar, através da qual se pode obter informações acerca dos processos deposicionais e erosionais, bem como sobre a paleotopografia do substrato (Mitchum *et al.*, 1977b; Severiano Ribeiro, 2001).

Este parâmetro pode ser classificado, segundo Ojeda (1991), em dois grupos principais: configurações não-progradantes (paralela/subparalela, ondulada, divergente, caótica e transparente) e configurações progradantes (sigmoidal, oblíqua, complexo sigmoidal-oblíquo e *shingled*; figura 3.4). O último grupo é representado por superfícies deposicionais suavemente inclinadas denominadas clinoformas, as quais podem variar em sua forma, dependendo da relação entre o suprimento sedimentar e o espaço disponível para a deposição. Ainda são encontradas algumas sismofácies que constituem variações das principais, sendo elas: contorcida, segmentada, *hummocky* e lenticular (Mitchum *et al.*, 1977b; Severiano Ribeiro, 2001).

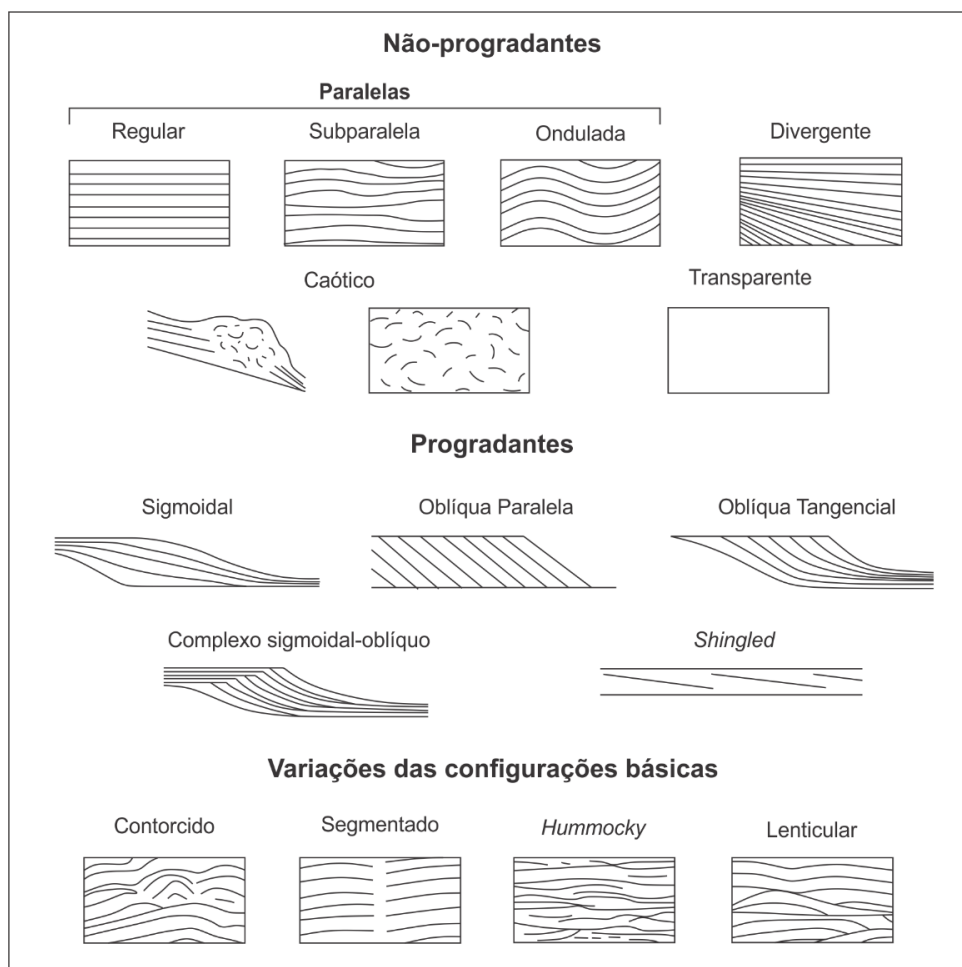


Figura 3.4. Principais configurações de sismofácies encontradas nos dados sísmicos. Compilado de Mitchum *et al.* (1977b) e Severiano Ribeiro (2001).

A análise das sismofácies vai muito além do universo bidimensional. Essas configurações podem ser interpretadas tridimensionalmente através da sua geometria externa. Segundo Mitchum *et al.* (1977b), as principais geometrias vistas no dado sísmico são: lençol, lençol ondulado, cunha, banco, lente, montiforme e de preenchimento (figura 3.5).

Como dito anteriormente, as sismofácies constituem uma sismofoiação importante na caracterização das unidades genéticas, destacando-se os tratos de sistemas, que são reconhecidos nos dados sísmicos por suas superfícies limitantes, descritas anteriormente, e pelos padrões de empilhamento interno (Emery & Myers, 1996).

O trato de sistemas de nível baixo (TSNB) é representado por duas feições, sendo elas a cunha e o leque de nível de mar baixo. A cunha é caracterizada internamente por refletores configurados em clinofórmes, que são emblemáticas das sismofácies progradantes. No caso dos leques, estes apresentam geometria em montiforme, com terminações em *downlap*

mergulhando para ambos os lados. No que se refere ao trato de sistemas transgressivo (TST), este constitui um intervalo muito delgado, que é representado por refletores horizontalizados ou em *topset*, os quais geralmente denotam sismofácies paralelas. Por último, o trato de sistemas de nível alto (TSNA) compreende um intervalo progradacional constituído por clinoformas, típicas das fácies sísmicas progradantes (Emery & Myers, 1996).

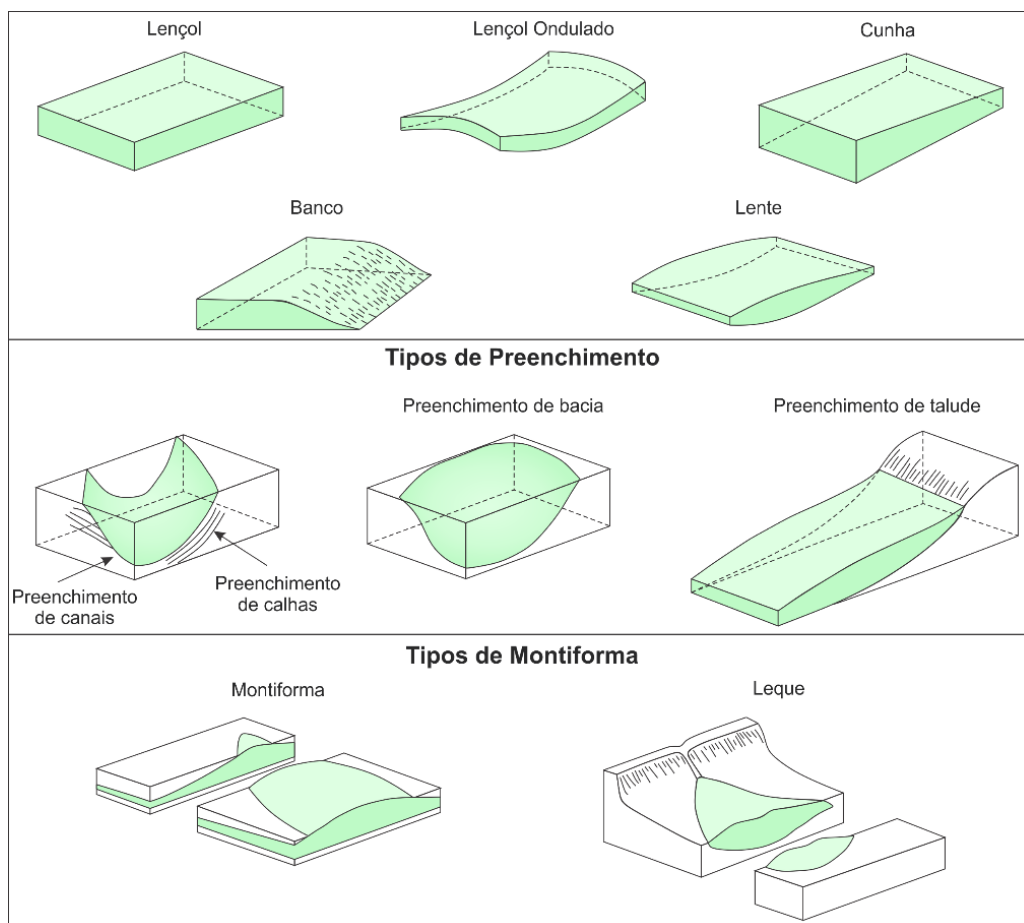
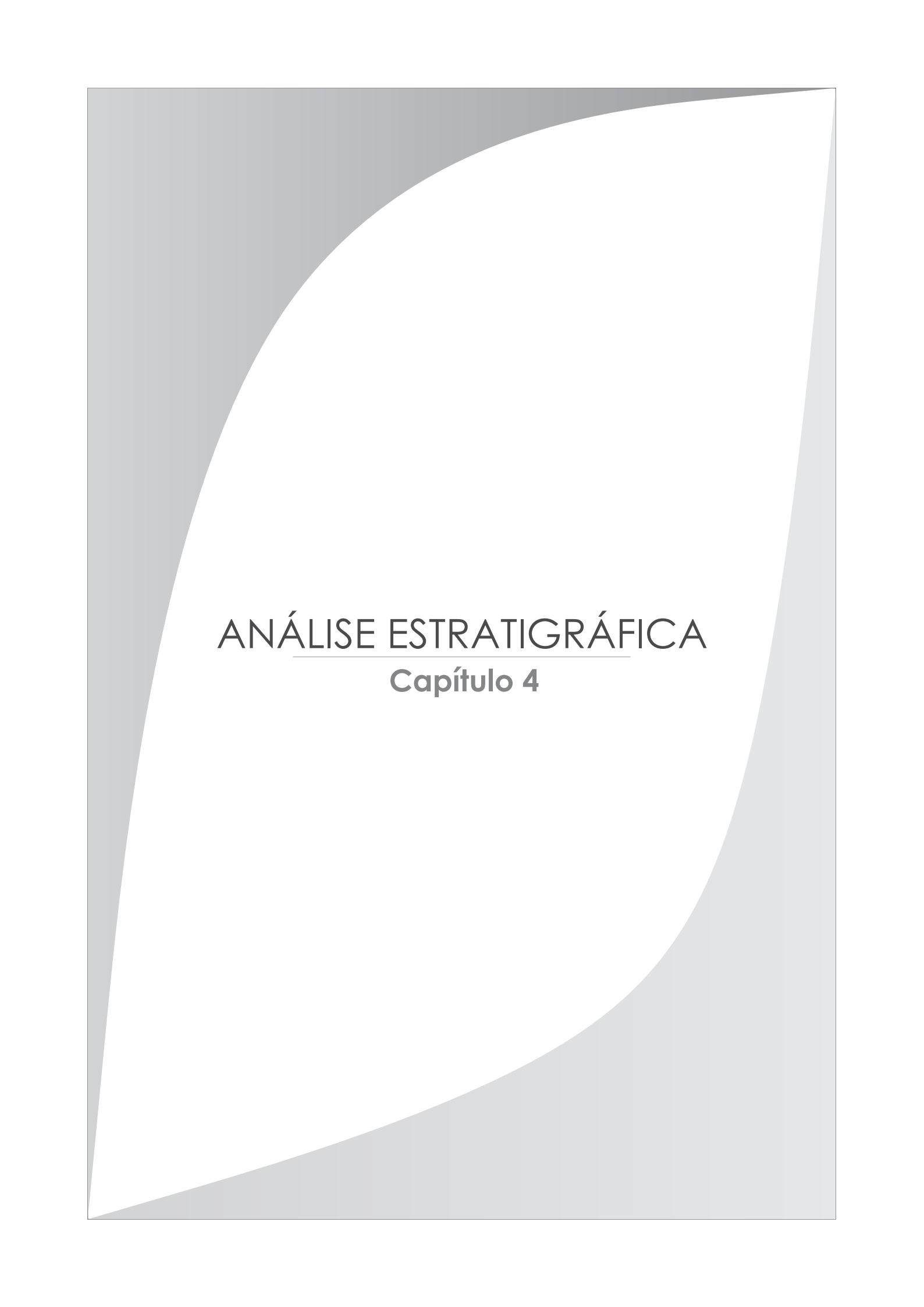


Figura 3.5. Principais geometrias ou formas externas das sismofácies encontradas nos dados sísmicos. Compilado de Mitchum *et al.* (1977b) e Severiano Ribeiro (2001).

Em suma, os aspectos teóricos apresentados neste capítulo servirão de base para a construção dos próximos, de forma que a relação entre os conceitos da estratigrafia de sequências e do método de análise dos perfis de raios será de grande utilidade para o processo interpretativo dos diagramas 1D. Além disso, a junção do método sismoestratigráfico com os consagrados modelos da estratigrafia de sequências fundamentarão as interpretações realizadas nas linhas sísmicas deste trabalho.



ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

Capítulo 4

4. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

O presente tópico tem por função descrever as interpretações realizadas com base na análise de poços, que resultou na elaboração dos diagramas 1D, bem como na análise das seções sísmicas, sob a ótica da estratigrafia de sequências. Em um sentido mais amplo, essas interpretações levaram à individualização de cinco sequências deposicionais (1, 2, 3, 4 e 5), sendo a última observada, em águas rasas, somente na sísmica e, em águas profundas, também no poço P4. Em cada uma dessas unidades, foram reconhecidas superfícies cronoestratigráficas significativas (LS - limite de sequência, SRM - superfície regressiva máxima e SIM - superfície de inundação máxima) que limitam os tratos de sistemas relacionados às diferentes fases de variação do nível de base, sendo eles: o trato de sistemas de nível baixo (TSNB), o trato de sistemas transgressivo (TST) e o trato de sistemas de nível alto (TSNA). O trato de sistemas de regressão forçada (*falling stage systems tract* de acordo com Catuneanu, 2006 e Catuneanu *et al.*, 2011) não foi considerado neste trabalho, face à dificuldade na identificação do seu limite inferior denotado pela superfície basal de regressão forçada.

4.1 Análise 1D

A análise 1D consistiu em um estudo detalhado dos perfis litológicos associados às curvas de raios gama, os quais foram retirados dos perfis compostos dos cinco poços de sondagem empregados neste trabalho (figuras 4.1, 4.2, 4.3, 4.4 e 4.5). Em posse desses dados, foi possível observar a relação vertical das litofácies, proporcionando o estabelecimento dos conjuntos de parassequências. Esses foram caracterizados por configurações progradacionais, retrogradacionais ou agradacionais, os quais, por sua vez, definiram os tratos de sistemas que integram as sequências deposicionais instituídas.

4.1.1 Sequência 1

Nas regiões proximais, a Sequência 1 tem o seu início a partir do Limite de Sequência 1 (LS1), que é designado pela mudança de litofácies essencialmente carbonáticas (baixos valores de raios gama) da Formação Ponta do Mel (figuras 4.2, 4.3 e 4.5) ou de litofácies pelíticas (valores extremamente elevados de raios gama) da Formação Alagamar (figura 4.1) para litotipos predominantemente pelíticos (altos valores de raios gama) da Formação Ubarana (figuras 4.1, 4.2, 4.3 e 4.5).

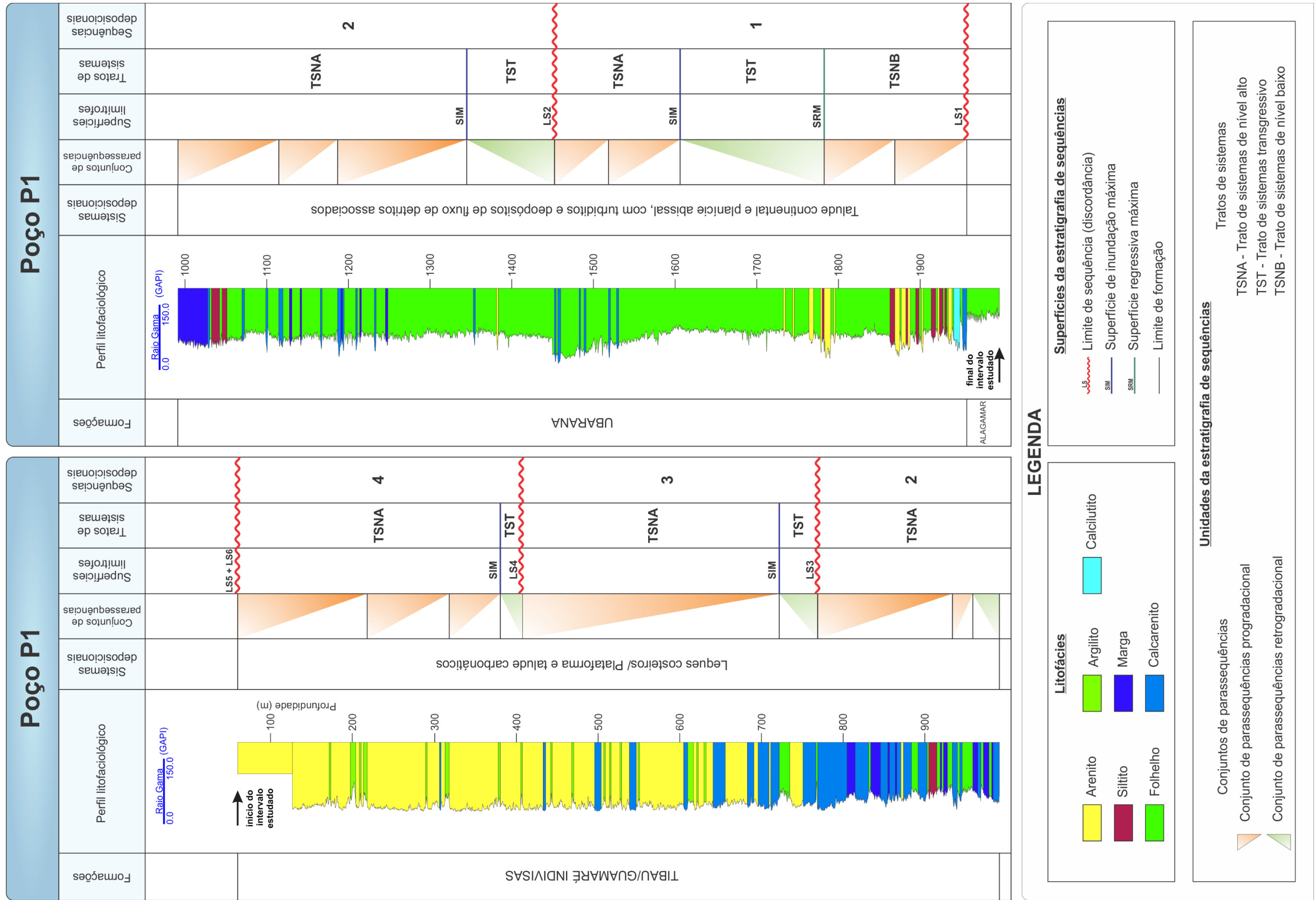


Figura 4.1. Diagrama 1D do poço P1, apresentando o perfil litofaciológico, os sistemas deposicionais, os conjuntos de parasequências, as superfícies limitrofes, os tratos de sistemas e as seqüências deposicionais interpretadas. A localização do poço P1 pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.

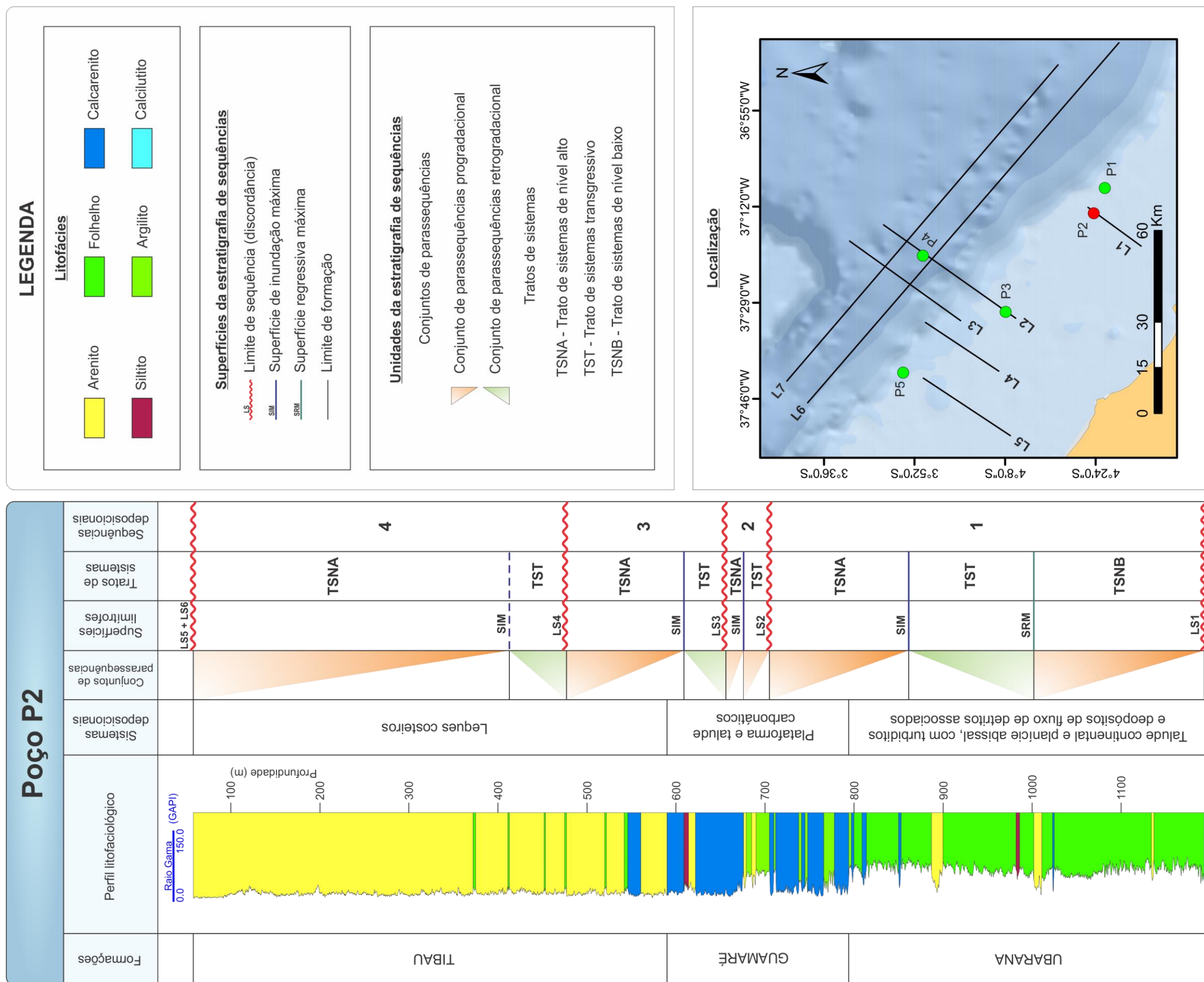


Figura 4.2. Diagrama 1D do poço P2, apresentando o perfil litofaciológico, os sistemas deposicionais, os conjuntos de parassequências, as superfícies limitrofes, os tratos de sistemas e as seqüências deposicionais interpretadas. Abaixo da legenda do diagrama 1D, encontra-se um mapa com a localização do poço P2 (em vermelho), bem como dos outros poços (em verde) e das linhas sísmicas analisadas (linhas pretas) neste trabalho. Essa localização também pode ser obtida na figura 1.1.

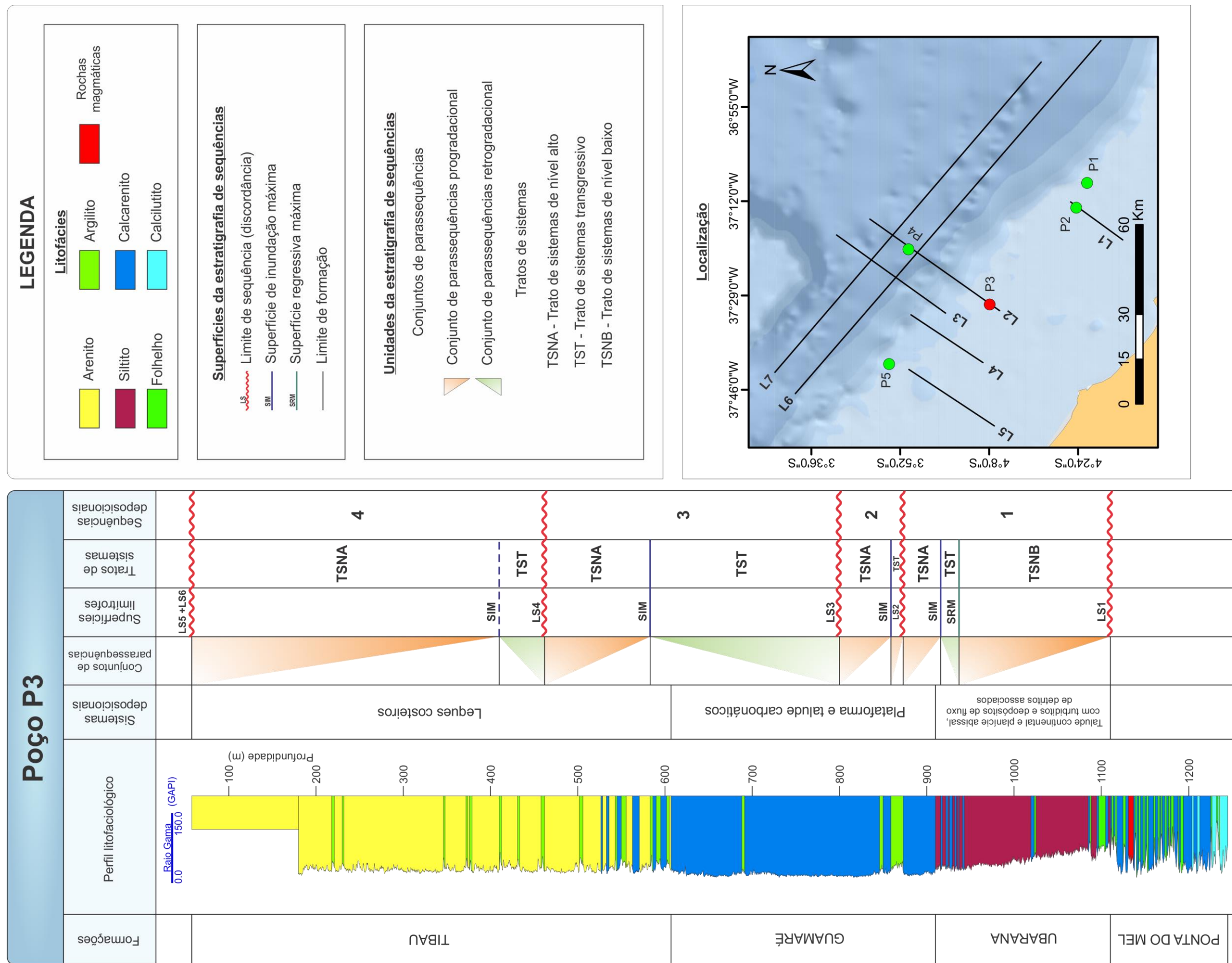
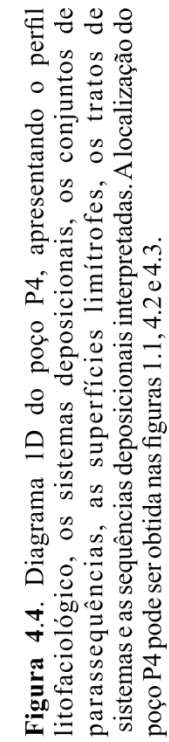


Figura 4.3 Diagrama 1D do poço P3, apresentando o perfil litofaciológico, os conjuntos de parasequências, as superfícies limítrofes, os tratos de sistemas e as seqüências deposicionais interpretadas. Abaixo da legenda do diagrama 1D, encontra-se um mapa com a localização do poço P3 (em vermelho), bem como dos outros poços (em verde) e das linhas sísmicas analisadas (linhas pretas) neste trabalho. Essa localização também pode ser obtida na figura 1.1.



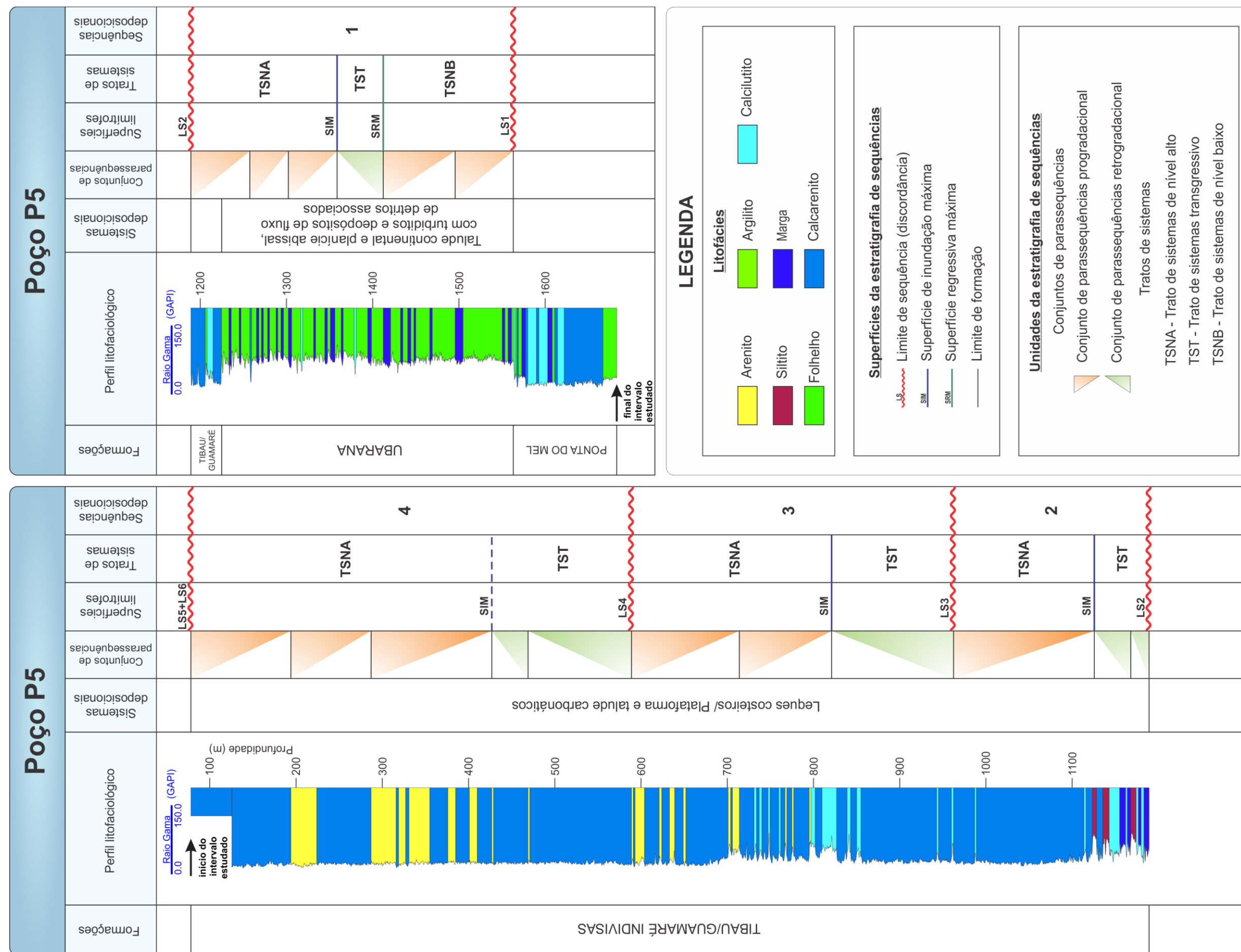


Figura 4.5 Diagrama 1D do poço P5 apresentando o perfil litofaciológico, os sistemas deposicionais, os conjuntos de parassequências, as superfícies limítrofes, os tratos de sistemas e as sequências deposicionais interpretadas. A localização do poço P5 pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.

Sobreposto ao LS1, ocorre um intervalo progradacional atribuído ao trato de sistemas de nível baixo (TSNB), o qual é composto basicamente por pelitos e delgadas intercalações de arenito, calcarenito e marga. Esse trato é encerrado pela superfície regressiva máxima (SRM), a qual foi posicionada na última camada de arenito, siltito ou calcarenito, onde verificou-se a mudança de um *trend* progradacional para outro retrogradacional (figuras 4.1, 4.2, 4.3 e 4.5).

O padrão retrogradacional que se segue é típico do trato de sistemas transgressivo (TST), o qual constitui um pequeno intervalo localizado acima da SRM e marcado por uma alternância de siltito e calcarenito no poço P3 ou por intercalações de folhelho, marga e calcilitito no poço P5 (figuras 4.3 e 4.5). Esse trato se torna mais espesso nos poços P1 e P2, sendo constituído por expressivos pacotes de folhelho e escassas camadas de arenito, siltito e calcarenito (figuras 4.1 e 4.2). O fim do TST é retratado pela superfície de inundação máxima (SIM), posicionada na zona de maior valor de raios gama, que registra o fim do padrão retrogradacional (figuras 4.1, 4.2, 4.3 e 4.5).

O topo da Sequência 1 é ilustrado por um intervalo progradacional, conferido ao trato de sistemas de nível alto (TSNA), o qual é representado por intercalações de camadas de pelito, marga e calcarenito. Esse último litotipo exibe um aumento progressivo na frequência e espessura das camadas, em direção ao topo do trato (figuras 4.1, 4.2, 4.3 e 4.5).

Diferentemente, nos contextos mais distais, a Sequência 1 tem o seu limite basal (LS1) situado no contato entre às formações Quebradas (sotoposta) e Ubarana (sobreposta), o que foi corroborado por dados bioestratigráficos encontrados no poço P4. Esses dados também auxiliaram no posicionamento dos outros limites de sequência nesses contextos distais. Acima dessa superfície, tem-se o TSNB, que é composto por folhelhos, margas e calcilititos. Subsequentemente, ocorre o TST, que é caracterizado por camadas de arenito, siltito, marga e folhelho. No geral, nota-se um aumento na expressividade das rochas pelíticas para o topo. O TSNA, por sua vez, é representado inicialmente por uma predominância de folhelhos com algumas camadas de arenito, calcarenito e calcilitito entremeadas. Em contrapartida, o fim deste trato foi marcado pela deposição de espessas camadas de arenito e calcarenito (figura 4.4).

4.1.2 Sequência 2

No contexto plataformar, a Sequência 2 corresponde ao menor intervalo deposicional de toda a sucessão estudada, como pode ser visto nos diagramas 1D dos poços P2, P3 e P5 (figuras

4.2, 4.3 e 4.5); exceção é feita para o poço P1, no qual este intervalo sofre um espessamento (figuras 4.1). O começo desta sequência se dá por meio do Limite de Sequência 2 (LS2), o qual é retratado por uma quebra nos perfis de raios gama, marcada pela passagem de uma porção dominada por calcarenitos do trato de sistemas de nível alto (TSNA) da Sequência 1 para um estreito intervalo formado por pelitos incluídos no trato de sistemas transgressivo (TST) da Sequência 2 (figuras 4.1, 4.2, 4.3 e 4.5).

Logo acima do LS2, identifica-se nos poços P1, P2 e P3 um delgado intervalo dominado por camadas de pelito, com delgadas camadas de arenito e calcarenito entremeadas (figuras 4.1, 4.2 e 4.3). No poço P5, por sua vez, esse intervalo é constituído por uma alternância entre siltitos, margas, calcilutitos e calcarenitos (figura 4.5). Tal intervalo foi associado ao TST da Sequência 2 e o seu padrão retrogradacional típico foi visualizado nos poços P1 e P5 (figuras 4.1 e 4.5). Em tais poços, a superfície de inundação máxima (SIM) foi posicionada no pacote pelítico de mais elevado valor de raios gama, bem como quando houve a mudança de um padrão retrogradacional para um progradacional (figuras 4.1 e 4.5). Em contrapartida, o referido padrão retrogradacional não foi observado nos poços P2 e P3. Nesse caso, o TST foi inferido por uma dominância de rochas pelíticas e o seu fim foi marcado pelo término da deposição desses litotipos (figuras 4.2 e 4.3).

Na parte mais superior deste ciclo deposicional, há uma predominância de rochas carbonáticas, as quais se organizam verticalmente através de uma configuração progradacional (figuras 4.1, 4.2, 4.3 e 4.5). Devido à sua disposição dentro da sequência, a sua composição e ao seu padrão de empilhamento, infere-se tratar do TSNA desta sequência.

A expressão desta sequência em mar profundo é análoga àquela exibida pela Sequência 1, porém com uma diferença em relação ao TSNA. Na Sequência 2, esse trato apresenta uma preponderância de rochas pelíticas e uma significativa diminuição das intercalações de arenito, calcarenito e calcilutito, em comparação com àquelas da Sequência 1 (figura 4.4).

4.1.3 Sequência 3

A Sequência 3 constitui uma sucessão sobreposta ao Limite de Sequência 3 (LS3), o qual foi posicionado com base em uma mudança nos padrões de empilhamento, que passou de progradacional para suavemente retrogradacional. Ademais, o LS3 também foi identificado nos poços através da relação destes com as linhas sísmicas (figuras 4.1, 4.2, 4.3 e 4.5).

Nas regiões proximais, esta sequência deposicional tem a sua porção inferior denotada por um espesso intervalo de camadas de calcarenito que, em direção ao topo, cedem lugar para litotipos gradativamente mais finos, dominando inicialmente arenitos, os quais passam para siltitos, calcilutitos e folhelhos (figuras 4.1, 4.2, 4.3 e 4.5). Essa parte basal apresenta um arranjo retrogradacional associado ao TST, cujo encerramento se dá na SIM, posicionada no topo do nível de pelito (figuras 4.1, 4.2 e 4.3) ou calcilutito (figura 4.5) mais radioativo que está associado à uma mudança no padrão de empilhamento dos conjuntos de parassequências (figuras 4.1, 4.2, 4.3 e 4.5).

Em contrapartida, a porção superior da sequência é caracterizada por um intervalo com espessos pacotes de arenito e, secundariamente, de argilito e calcarenito (figuras 4.1, 4.2 e 4.3). Tal configuração não é vista no poço P5, pois neste há uma predominância de espessos pacotes calcarenito, intercalados com delgadas camadas de arenito e calcilutito (figura 4.5). Devido aos padrões agradacionais/progradacionais, sugere-se o TSNA para essa porção.

O arcabouço da Sequência 3 nas zonas profundas é muito uniforme, sendo representado por expressivas camadas de folhelho, com algumas camadas de arenito entremeadas. Secundariamente, nota-se também a presença de poucas camadas de calcilutito. Os tratos de sistemas e as superfícies cronoestratigráficas limitantes foram marcados, respectivamente, por meio do padrão de empilhamento diagnóstico dos conjuntos de parassequências e pela mudanças nesses padrões (figura 4.4).

4.1.4 Sequência 4

A Sequência 4 é iniciada pelo Limite de Sequência 4 (LS4), cuja posição foi inferida principalmente através da sísmica, pois não exhibe muita expressividade nos perfis de raios gama. No poço P5, particularmente, tal superfície foi deduzida por separar um intervalo sotoposto, em que há um aumento na espessura dos pacotes de arenito para o topo; de um intervalo sobreposto, em que há a ampla deposição de calcarenitos (figura 4.5).

Durante o desenvolvimento desta sequência, houve a ampla deposição, nos segmentos mais proximais, de arenitos na forma de espessas camadas que apresentam finas intercalações de argilito (figuras 4.1, 4.2 e 4.3). Distintivamente, no poço P5, nota-se a ocorrência de significativos pacotes de calcarenito entremeados por camadas de arenito (figura 4.5).

A porção inferior desta sequência é formada por um suave padrão retrogradacional (figuras 4.1, 4.2, 4.3 e 4.5), o qual foi associado ao TST da mesma. O topo desse trato, explicitado pela SIM, foi posicionado na base do nível de pelito com maior valor de raios gama, local no perfil em que se nota uma mudança na retrogradação para uma agradação/progradação (figuras 4.1, 4.2, 4.3 e 4.5). Ademais, no poço P5, essa superfície foi assinalada na passagem de uma sucessão com predominância de espessos pacotes de calcarenito para uma porção em que há um aumento progressivo na espessura das camadas de arenito (figura 4.5).

A parte superior da Sequência 4, por sua vez, é representada por um padrão agradacional/progradacional, sendo a sua constituição dada por expressivos pacotes de arenito intercalados com argilito (figuras 4.1, 4.2 e 4.3); ou, ainda, por significativos pacotes de calcarenito entremeados com camadas de arenito (figura 4.5). O padrão de empilhamento, bem como a sua posição dentro da sequência deposicional, permitiram atribuir este intervalo ao TSNA.

Nas regiões distais, esta sequência apresenta uma configuração análoga àquela descrita para a Sequência 3 (figura 4.4).

4.1.5 Sequência 5

Esta sequência deposicional é registrada apenas no poço localizado nas porções de mar profundo (figura 4.4). Nessas regiões, a estruturação da Sequência 5 é muito semelhante à das sequências 3 e 4, sendo representado por uma preponderância de folhelhos com alguns pacotes areníticos intercalados (figura 4.4). Por outro lado, nas zonas plataformais, a superfície basal desta sequência (Limite de Sequência 5 - LS5) encontra-se somada ao seu limite superior (Limite de Sequência - L6), dando origem à uma superfície composta posicionada no término do intervalo amostrado pelos poços (figuras 4.1, 4.2, 4.3 e 4.5).

4.2 Análise 2D

A análise 2D iniciou com a identificação das superfícies cronoestratigráficas nas sete linhas sísmicas estudadas, por meio do reconhecimento dos diferentes tipos de terminações de refletores, como também pela expressividade dessas superfícies no dado sísmico. Tais superfícies delimitam cinco sequências deposicionais, bem como os seus tratos de sistemas

internos. Subsequentemente, a atenção foi voltada para a caracterização das distintas sismofácies presentes em cada unidade genética identificada. Essas sismofácies foram instituídas com base nas propriedades apresentadas pelos diferentes grupos de refletores, sendo elas: A, B, C, D, E, F, G e H. Durante essa análise, os dados dos perfis de raios gama e da seção litológica dos poços de sondagem P2, P3 e P4 foram incorporados à interpretação sísmica, contribuindo para o detalhamento da possível litofaciologia associada a cada fácies sísmica. Neste trabalho, optou-se por apresentar primeiro as sismofácies, pois estas auxiliarão no detalhamento das unidades genéticas descritas nos tópicos posteriores (figuras 4.6, 4.7, 4.8, 4.9, 4.10, 4.11 e 4.12).

4.2.1 Sismofácies

A **sismofácies A** compreende refletores paralelos a subparalelos, de baixa amplitude, descontínuos, com frequência elevada e que, em algumas porções, podem se apresentar transparentes ou caóticos (figuras 4.6, 4.7, 4.9 e 4.10). Nos poços, esta sismofácies corresponde a fácies siliciclásticas, típicas da Formação Tibau (figuras 4.6 e 4.7). Tendo em vista os sistemas deposicionais documentados por Souza (1982) e Araripe & Feijó (1994) para essa formação, interpreta-se que estes depósitos siliciclásticos estejam associados a sistemas que variam de leques costeiros a litorâneos.

Complementarmente, na porção mais superior das linhas estudadas, nota-se um intervalo com refletores de baixa frequência e de elevada amplitude (figuras 4.6, 4.7, 4.9 e 4.10). Em conhecimento de que os perfis de raios gama e litológicos associados à **sismofácies A** exibem as mesmas características dos perfis atribuídos a este intervalo (figuras 4.6 e 4.7), pressupõe-se que ele esteja incluído naquela sismofácies, no entanto a parametrização do levantamento sísmico ou até os sedimentos do fundo marinho podem ter modificado o comportamento dos seus refletores típicos.

A **sismofácies B** é composta por refletores paralelos a subparalelos, de amplitude elevada, com alta continuidade lateral e frequência intermediária (figuras 4.6, 4.7, 4.8, 4.9 e 4.10). Esta sismofácies perde as suas características típicas na região de borda de plataforma da linha L2, em virtude da intensa atuação de falhamentos nessa porção (figura 4.7).

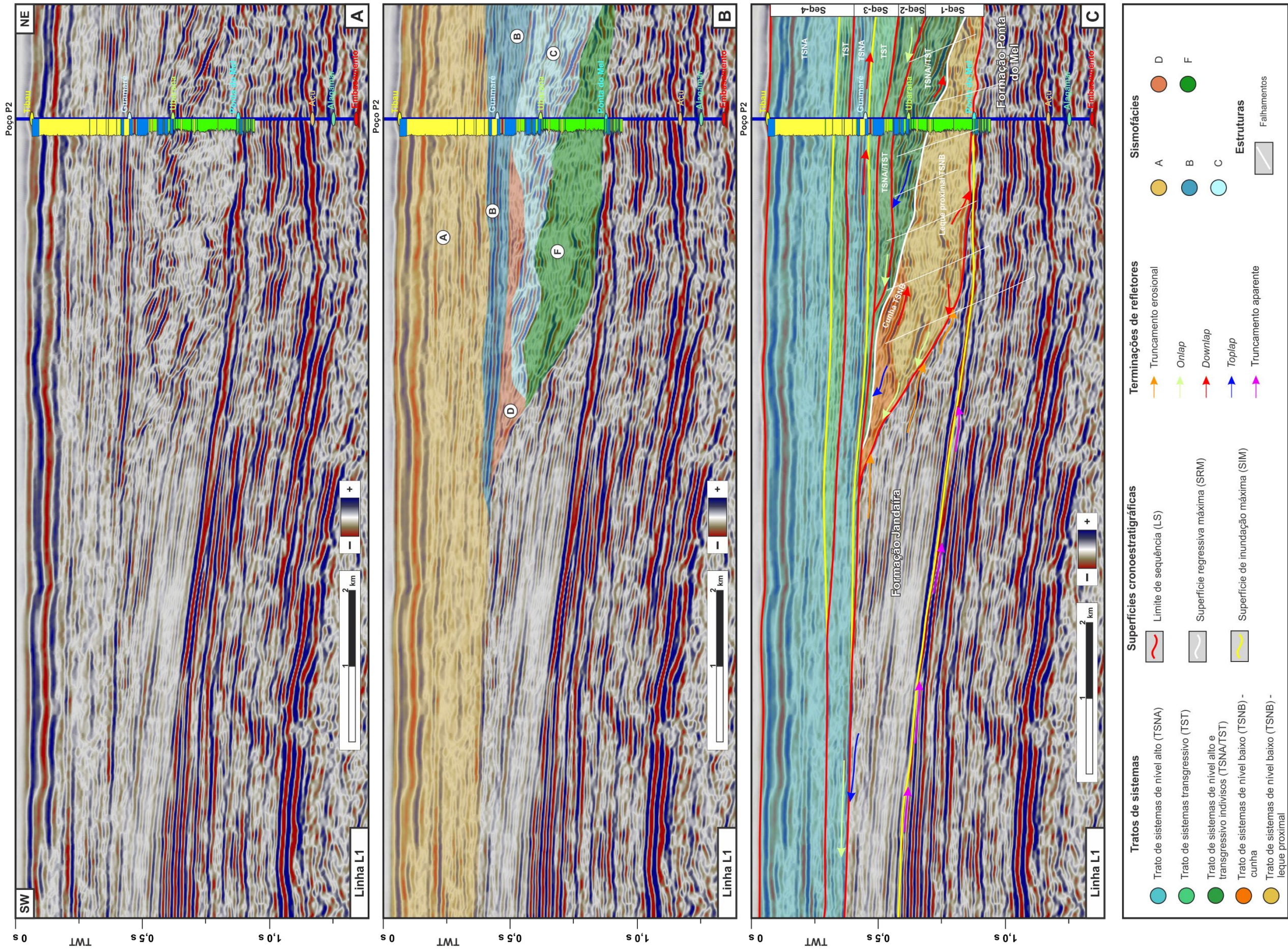


Figura 4.6. Linha sísmica L1 não interpretada (A) e interpretada (B e C). A imagem (B) mostra as interpretações realizadas acerca das sismofácies, enquanto que a imagem (C) exibe as unidades genéticas e superfícies cronoestratigráficas da estratigrafia de seqüências identificadas no intervalo estudado. Este dado sísmico encontra-se com o filtro de diferenciação centrada vertical (DCV) e a sua localização pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.

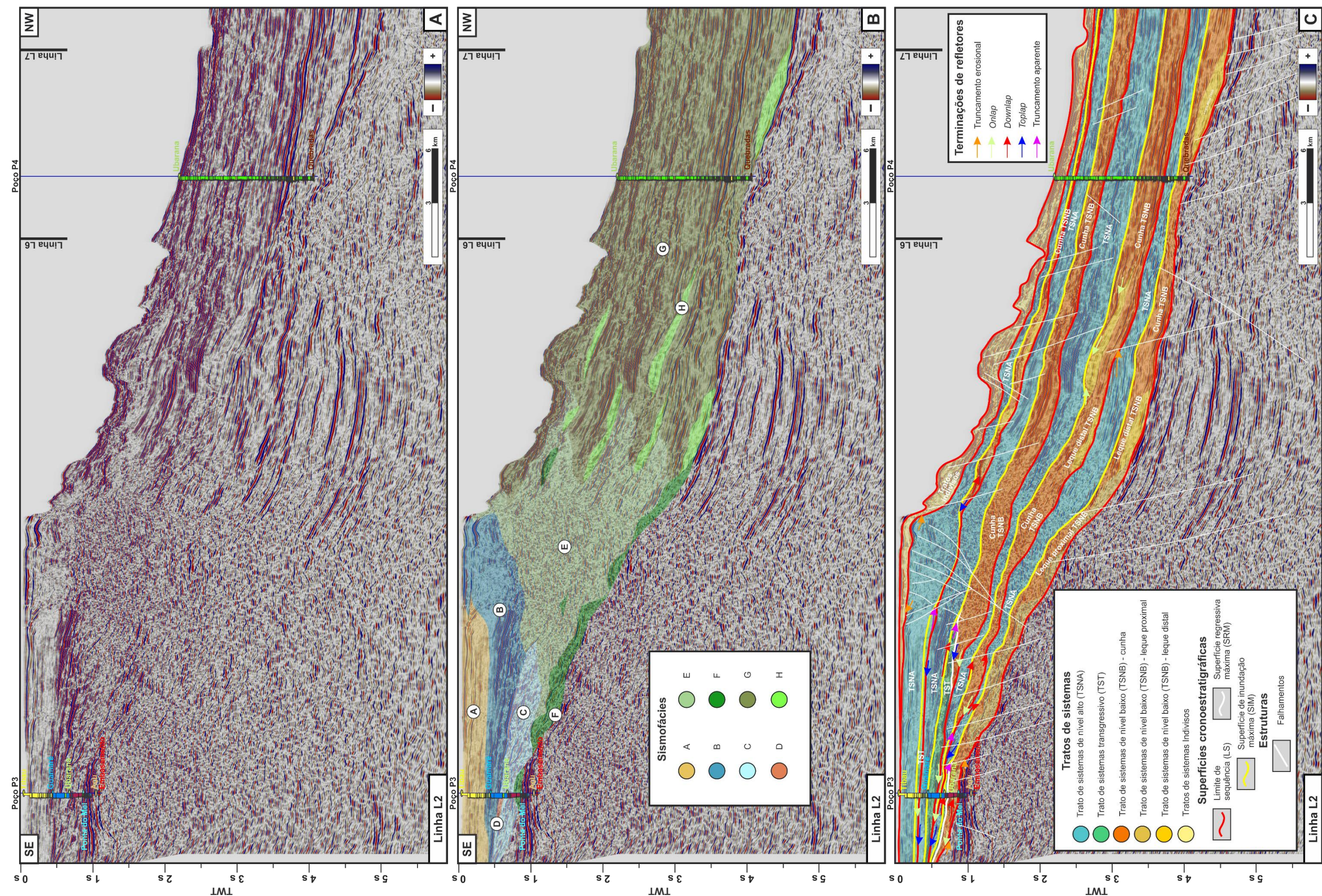


Figura 4.7. Linha sísmica L2 não interpretada (A) e interpretada (B e C). A imagem (B) mostra as interpretações realizadas acerca das sismofácies, enquanto que a imagem (C) exibe as unidades genéticas e superfícies cronoestratigráficas da estratigrafia de seqüências identificadas no intervalo estudado. Este dado sísmico encontra-se com o filtro de diferenciação centrada vertical (DCV) e a sua localização pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.

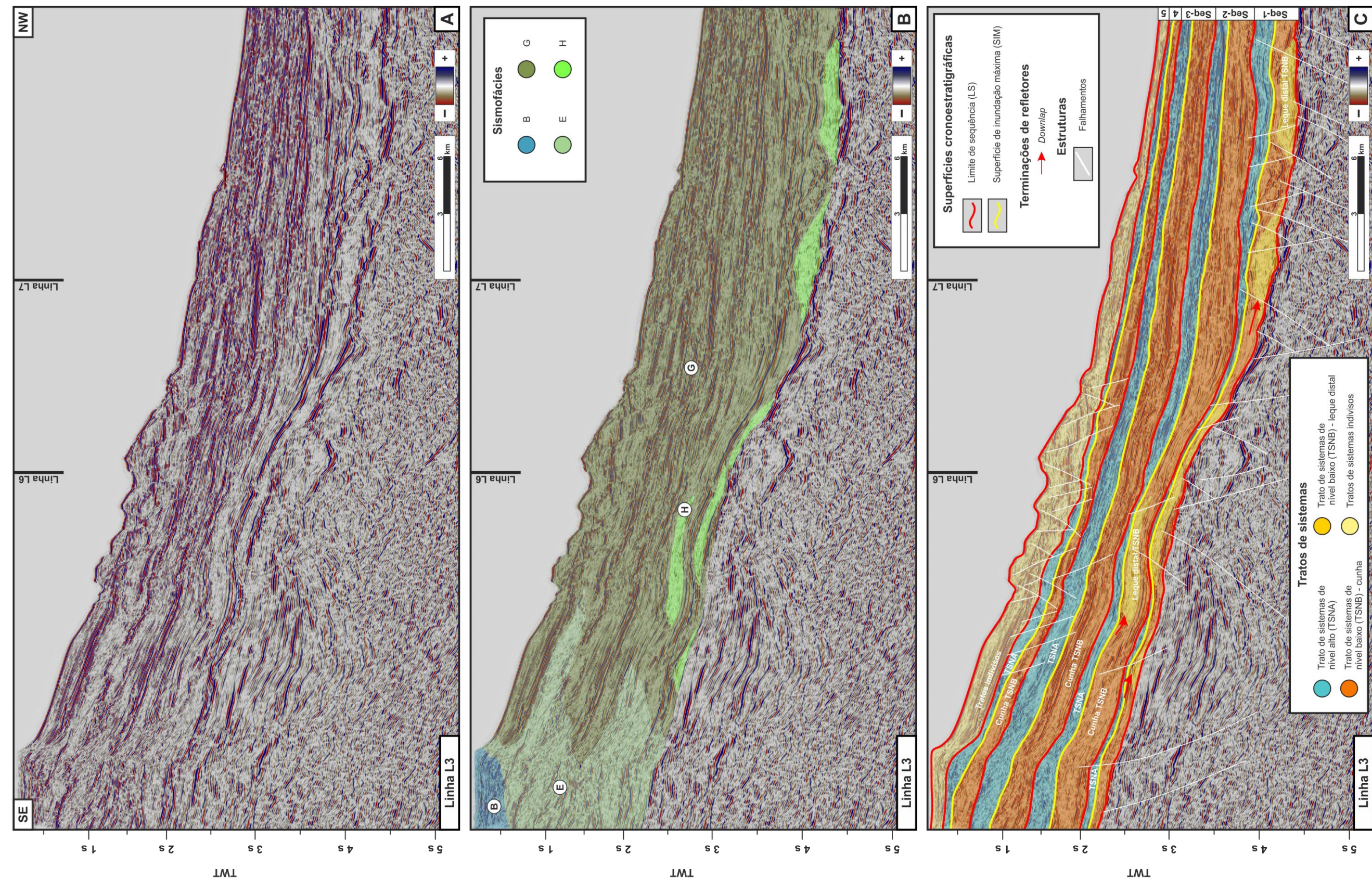


Figura 4.8. Linha sísmica L3 não interpretada (A) e interpretada (B e C). A imagem (B) mostra as interpretações realizadas acerca das sismofácies, enquanto que a imagem (C) exhibe as unidades genéticas e superfícies cronoestratigráficas da estratigrafia de seqüências identificadas no intervalo estudado. Este dado sísmico encontra-se com o filtro de diferenciação centrada vertical (DCV) e a sua localização pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.

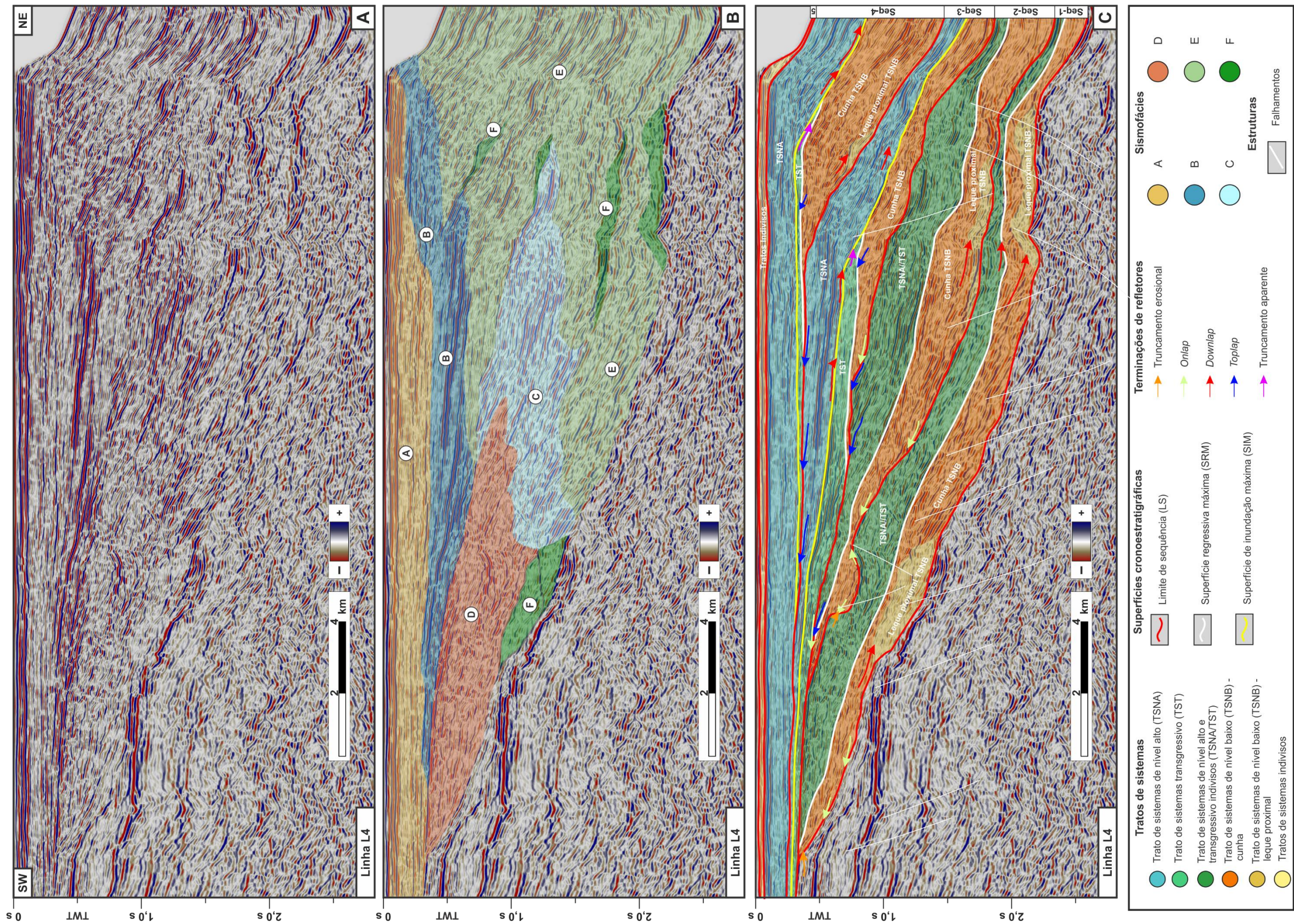


Figura 4.9. Linha sísmica L4 não interpretada (A) e interpretada (B e C). A imagem (B) mostra as interpretações realizadas acerca das sismofácies, enquanto que a imagem (C) exibe as unidades genéticas e superfícies cronoestratigráficas da estratigrafia de seqüências identificadas no intervalo estudado. Este dado sísmico encontra-se com o filtro de diferenciação centrada vertical (DCV) e a sua localização pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.

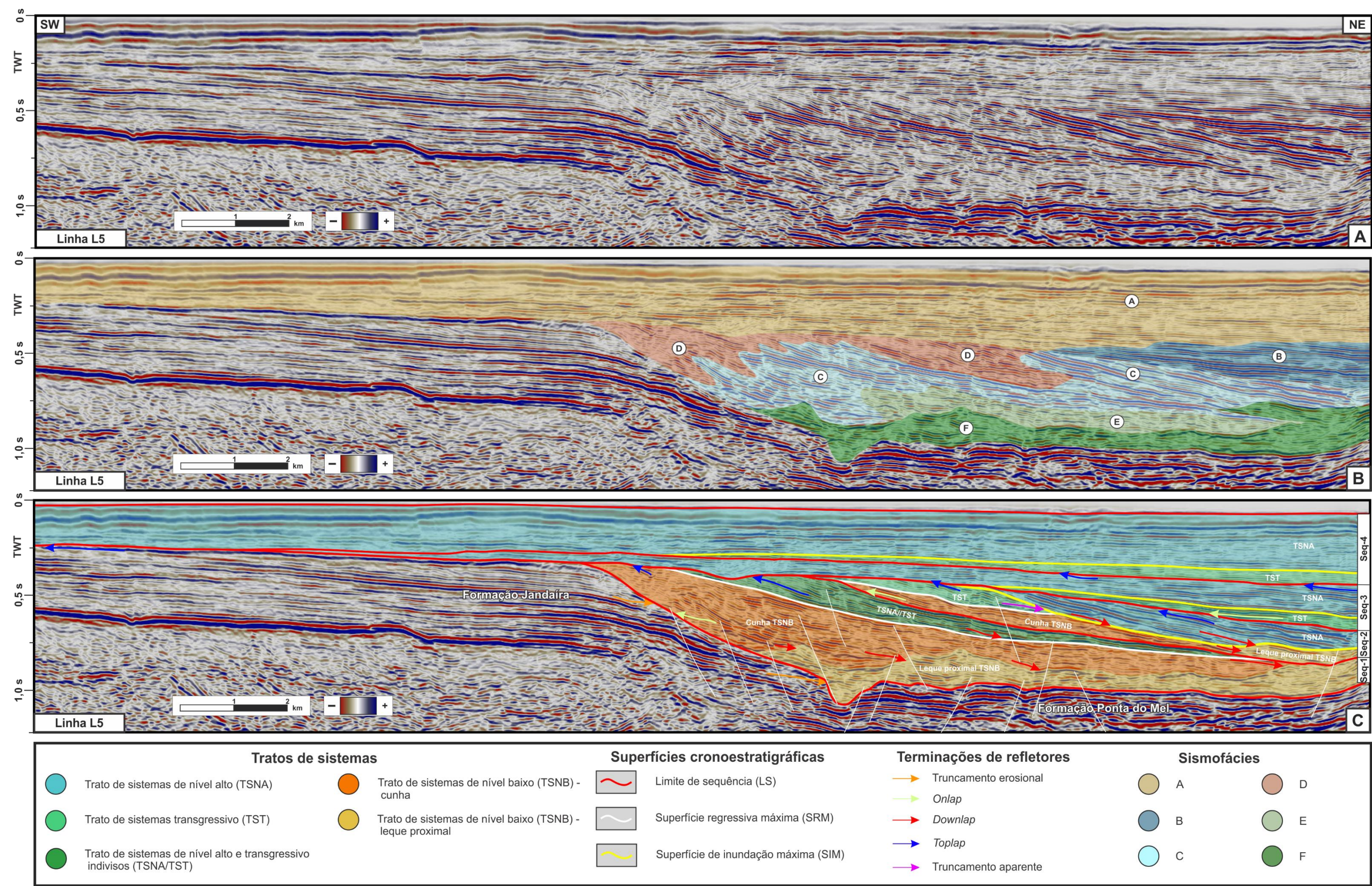


Figura 4.10. Linha sísmica L5 não interpretada (A) e interpretada (B e C). A imagem (B) mostra as interpretações realizadas acerca das sismofácies, enquanto que a imagem (C) exibe as unidades genéticas e superfícies cronoestratigráficas da estratigrafia de seqüências identificadas no intervalo estudado. Este dado sísmico encontra-se com o filtro de diferenciação centrada vertical (DCV) e a sua localização pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.

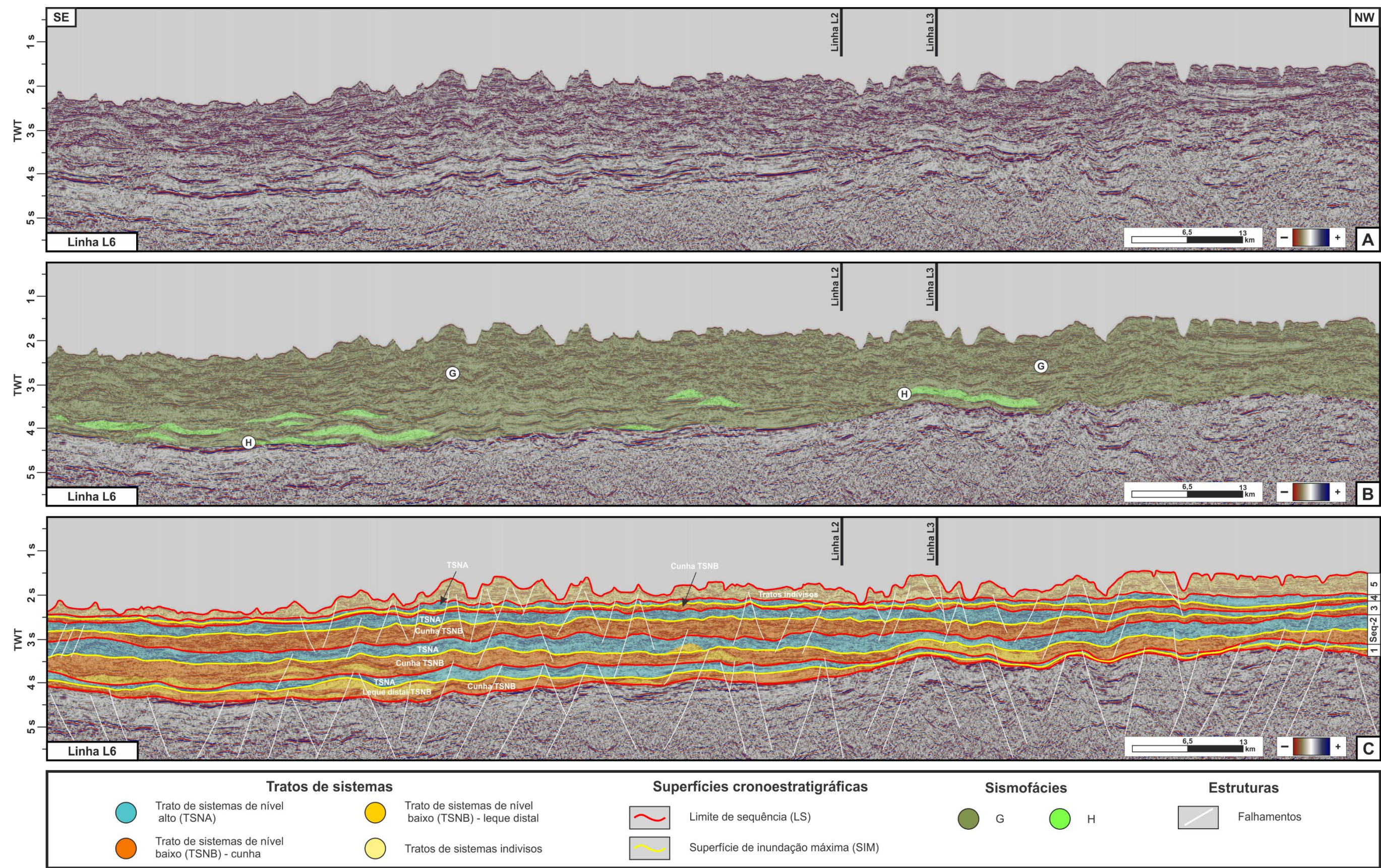


Figura 4.11. Linha sísmica L6 não interpretada (A) e interpretada (B e C). A imagem (B) mostra as interpretações realizadas acerca das sismofácies, enquanto que a imagem (C) exhibe as unidades genéticas e superfícies cronoestratigráficas da estratigrafia de seqüências identificadas no intervalo estudado. Este dado sísmico encontra-se com o filtro de diferenciação centrada vertical (DCV) e a sua localização pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.

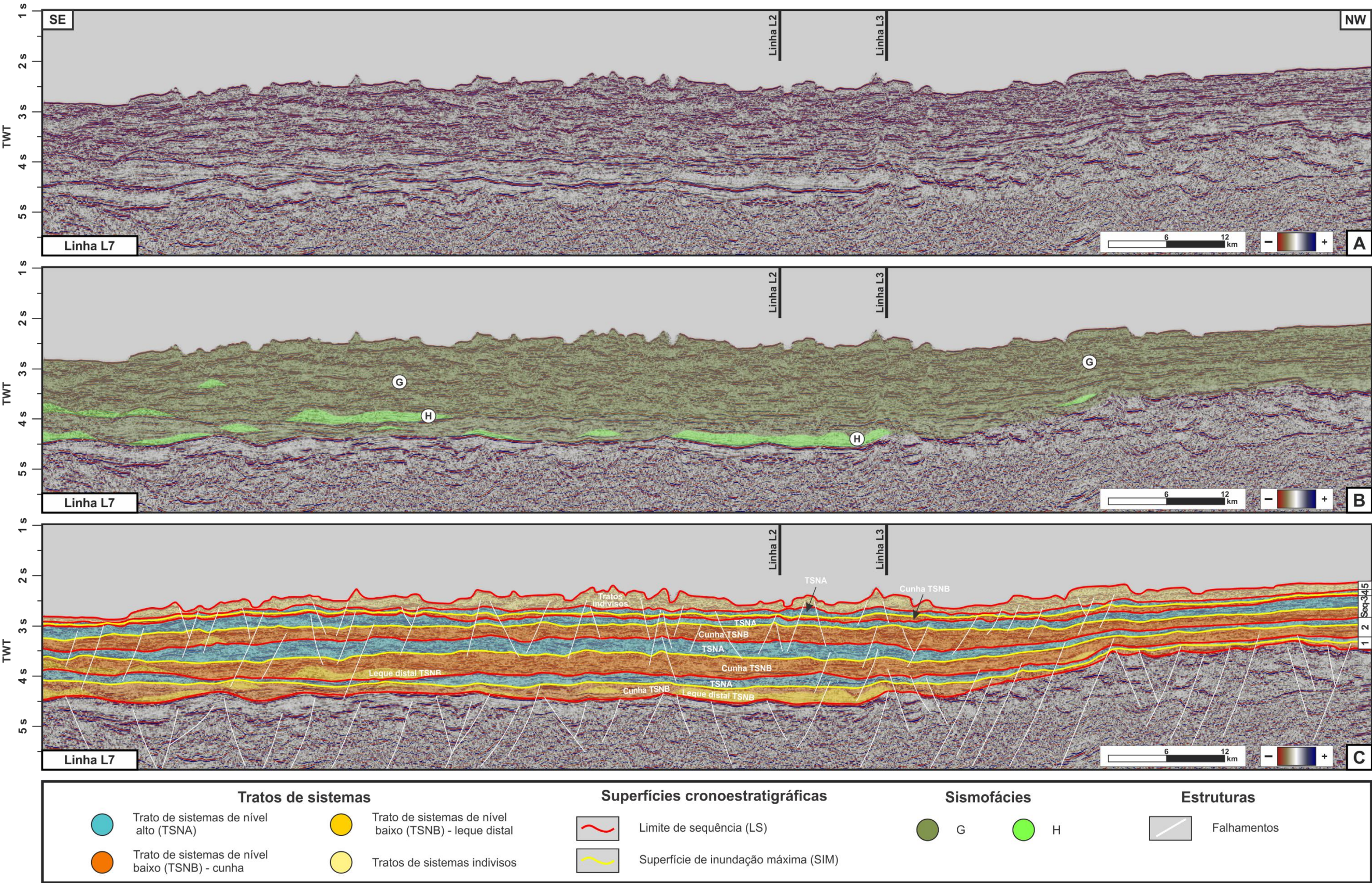


Figura 4.12. Linha sísmica L7 não interpretada (A) e interpretada (B e C). A imagem (B) mostra as interpretações realizadas acerca das sismofácies, enquanto que a imagem (C) exhibe as unidades genéticas e superfícies cronoestratigráficas da estratigrafia de seqüências identificadas no intervalo estudado. Este dado sísmico encontra-se com o filtro de diferenciação centrada vertical (DCV) e a sua localização pode ser obtida nas figuras 1.1, 4.2 e 4.3.

A integração das linhas sísmicas com os diagramas 1D permitiu reconhecer uma dominância de litotipos carbonáticos para essa sismofácies, os quais estão inseridos na Formação Guamaré (figuras 4.6 e 4.7). Em conformidade com os trabalhos realizados sobre essa formação (Souza, 1982; Araripe & Feijó, 1994), bem como baseando-se no trabalho de Macurda (1997) que retrata altas amplitudes e elevada continuidade lateral para depósitos carbonáticos de plataforma, infere-se para esta fácies sísmica uma sedimentação carbonática de plataforma ou margem de plataforma.

No caso da **sismofácies C**, esta é representada por refletores subparalelos, de amplitude elevada, razoavelmente descontínuos e com uma frequência intermediária (figuras 4.6, 4.7, 4.9 e 4.10). A partir dos diagramas 1D esta sismofácies foi associada a litotipos carbonáticos com intercalações de rochas pelíticas da Formação Guamaré (figuras 4.6 e 4.7). Acredita-se que tal sismofácies compreenda depósitos de talude superior, baseando-se na descrição de Macurda (1997) para sismofácies carbonáticas progradantes situadas nessa região.

Em relação à **sismofácies D**, infere-se uma zona de transição entre os depósitos siliciclásticos e carbonáticos progradantes na região de plataforma externa/talude superior, os quais estão associados, respectivamente, às sismofácies A e C. Dessa forma, a fácies sísmica D é designada por características mistas entre essas duas últimas, sendo composta por refletores subparalelos, descontínuos, como também por alguns refletores de alta amplitude e algumas porções transparentes (figuras 4.6, 4.7, 4.9 e 4.10). A referida sismofácies não foi seccionada pelos poços, dificultando a caracterização dos litotipos associados.

No que se refere à **sismofácies E**, esta se caracteriza por uma zona de refletores subparalelos de baixa amplitude, bastante descontínuos e de frequência muito variável, tendendo à uma configuração caótica (figuras 4.7, 4.8, 4.9 e 4.10). A relação com o poço de sondagem P3 mostrou uma composição baseada em litofácies pelíticas da Formação Ubarana para essa fácies sísmica (figura 4.7). Interpreta-se para a sismofácies E sucessões de talude que foram depositadas por fluxos gravitacionais.

A **sismofácies F** consiste em um conjunto de refletores que se apresentam na forma de montes isolados ou agrupados. A parte mais interna desses montes é representada por refletores caóticos. Em contrapartida, a porção mais externa dessas feições é caracterizada por refletores subparalelos de elevada amplitude (figuras 4.6, 4.7, 4.9 e 4.10). Nos poços, esta sismofácies relaciona-se a litotipos pelíticos com intercalações de camadas de arenito incluídos na Formação Ubarana (figuras 4.6 e 4.7). Sugere-se que os refletores mais caóticos estejam

associados a depósitos de fluxos lamosos que se sucedem na região de talude em uma fase inicial de queda do nível de base, enquanto que os refletores de mais alta amplitude, sobrepostos à massa caótica, seriam turbiditos de elevada razão areia/lama formados por correntes de turbidez de alta densidade, geradas em uma fase mais severa de queda do nível de base (Catuneanu, 2006).

A **sismofácies G**, por sua vez, abrange refletores paralelos a subparalelos localizados nas porções mais distais das linhas sísmicas, os quais são denotados por uma elevada amplitude, alta frequência e significativa continuidade lateral (figuras 4.7, 4.8, 4.11 e 4.12). Através do poço P4, tais refletores foram associados a litotipos pelíticos com delgadas intercalações de rochas carbonáticas e areníticas, os quais são incluídos na Formação Ubarana (figura 4.7). As características exibidas pelos refletores, bem como o comportamento desses depósitos nos perfis de poços possibilitaram interpretar essa sismofácies como sucessões hemipelágicas derivadas de processos suspensivos dominantes na região de água profunda, com alguma influência de fluxos gravitacionais provindos das porções de plataforma e talude.

Por último, a **sismofácies H** abarca montiformas mais delgadas e distais em comparação àquelas da sismofácies F, sendo caracterizadas internamente por padrões transparentes ou por refletores subparalelos de baixa amplitude (figuras 4.7, 4.8, 4.11 e 4.12). Baseando-se nos trabalhos de Bouma (2000), Posamentier & Kolla (2003) e Catuneanu (2006), esta sismofácies foi interpretada como depósitos de fluxos gravitacionais, especificamente turbiditos de baixa razão areia/lama que são originados a partir de correntes de turbidez de baixa densidade, cuja migração se dá expressivamente ao longo da planície bacial.

4.2.2 Sequência Depositionais

4.2.2.1 Unidade Subjacente

Na região de plataforma e talude superior, a sucessão sotoposta às sequências do ciclo regressivo da Supersequência Drifte da Bacia Potiguar é representada por dois pacotes de refletores com características peculiares.

O primeiro pacote ocorre principalmente na região mais a NE das linhas L1 e L5; e mais a SW das linhas L2 e L4, sendo caracterizado por refletores subparalelos de elevada amplitude e frequência intermediária (figuras 4.6, 4.7, 4.9 e 4.10).

Em razão do aspecto sismoestratigráfico, bem como pelo auxílio dos dados dos poços P2 e P3, atribuiu-se ao primeiro pacote de refletores litofácies carbonáticas da Formação Ponta do Mel, as quais podem estar interdigitadas com litofácies siliciclásticas da Formação Açú, sendo tal afirmação baseada na relação entre essas duas formações nos poços, bem como na literatura da área (figuras 4.2 e 4.3; Souza, 1982; Araripe & Feijó, 1994).

No tocante ao segundo pacote de refletores, este ocorre exclusivamente a partir de uma importante inflexão no Limite de Sequência 1 na porção central das linhas L1 e L5, prolongando-se até o extremo SW destas. Esse pacote é designado por refletores de amplitude baixa a intermediária, por uma frequência mais alta em comparação ao primeiro, por um padrão paralelo e um mergulho suave para NE (figuras 4.6 e 4.10).

A projeção bidimensional desse segundo conjunto de refletores assemelha-se a um corte de uma geometria externa em banco, típica de carbonatos. Somado a isso, o seu posicionamento estratigráfico, sobreposto aos depósitos das formações Ponta do Mel e Açú nas linhas analisadas, permitiu relacioná-lo à plataforma carbonática da Formação Jandaíra (figuras 4.6, 4.7, 4.9 e 4.10).

O limite entre os dois pacotes de refletores descritos acima é designado por um refletor contínuo de elevada amplitude que apresenta contra ele truncamentos aparentes dos refletores sotopostos (figura 4.6). Esse limite representa a superfície de inundação máxima (SIM) que marca a passagem entre o Cenomaniano e o Turoniano e registra a maior transgressão ocorrida durante o Cretáceo (Viviers & Regali, 1987; Viviers *et al.*, 1992 *apud* Córdoba, 2001; Costa *et al.*, 2014; Garcia, 2014).

Em mar profundo, os depósitos da fase drifte regressiva encontram-se sobrepostos à uma delgada seção da Formação Quebradas que é a representante mais distal da sucessão drifte transgressiva (figura 2.2). Essa formação é caracterizada nas linhas sísmicas por refletores descontínuos, horizontalizados e de baixa amplitude (figuras 4.7, 4.8, 4.11 e 4.12). Acredita-se que a sucessão drifte transgressiva, por sua vez, esteja recobrindo depósitos da fase pós-rifte (Formação Algamar) e rifte (formações Pendência e Pescada), os quais ocorrem preenchendo grábens na forma de refletores paralelos/subparalelos de elevada amplitude, com intercalações de zonas de baixa amplitude e caóticas (figuras 4.7, 4.8, 4.11 e 4.12).

4.2.2.2 Sequência 1

O Limite de Sequência 1 (LS1), que marca o início da sequência homônima, corresponde ao último refletor representativo das sismofácies da unidade subjacente. Na região de plataforma externa/borda da plataforma, quando ocorre capeando o pacote de refletores emblemático da Formação Ponta do Mel, tal superfície é designada por uma alta amplitude, possuindo um caráter mais erosivo, com algumas evidências de escavações de vales incisivos (figura 4.10). Já, nas porções mais internas da plataforma, essa superfície sofre uma inflexão e capeia o grupo de refletores referentes à Formação Jandaíra. Nesse caso, o referido limite é marcado por uma baixa amplitude e truncamentos dos refletores da sucessão sotoposta, bem como por *onlaps* desta sequência (figuras 4.6, 4.7, 4.9 e 4.10).

Acima dessa superfície, tem-se um intervalo sísmico que foi associado ao trato de sistemas de nível baixo (TSNB), o qual se apresenta subdividido em duas feições com características distintas, assim descritas: (i) montiformas típicas da sismofácies F, e acima destas, (ii) sismofácies D que prograda em direção à C que, por sua vez, avança no sentido da sismofácies E, compondo uma geometria em cunha progradante. A primeira feição foi interpretada como depósitos de leques de nível baixo proximais e a segunda como a cunha de nível baixo. As principais relações entre as duas feições são as terminações em *downlap* dos refletores da cunha contra os refletores dos leques. O TSNB é encerrado pela superfície regressiva máxima (SRM), cuja posição foi inferida pela integração com os poços (figuras 4.6, 4.7, 4.9 e 4.10).

Após a concretização da SRM, ocorre um delgado intervalo de refletores denotados pela sismofácies C. Esses refletores mostram um estreitamento em direção aos segmentos mais distais, terminando como truncamentos aparentes contra a superfície sobrejacente. Tais características, associadas a posição desse intervalo dentro da sequência, permitiram interpretá-lo como o trato de sistemas transgressivo (TST), o qual é finalizado pela superfície de inundação máxima (SIM; figura 4.7).

Sobre a SIM, tem-se um terceiro intervalo de refletores caracterizado por um caráter predominantemente progradante, o qual é marcado pela projeção da sismofácies D em direção à C (figura 4.7). Esta, por sua vez, constitui a sismofácies dominante do intervalo e avança distalmente sobre a sismofácies E (figura 4.7). O referido intervalo foi associado ao trato de sistemas de nível alto (TSNA) desta sequência (figura 4.7). Nas linhas L1, L4 e L5, a descontinuidade dos refletores dificultou a identificação da SIM que individualizaria o intervalo

retrogradacional, típico do TST, do intervalo progradacional, intrínseco ao TSNA. Nesse caso, optou-se por não individualizar os referidos tratos e adotar para todo intervalo o TST/TSNA indiviso (figuras 4.6, 4.9 e 4.10).

No cenário marinho profundo, a Sequência 1 tem o seu limite basal (LS1) marcado por uma alta amplitude e uma boa continuidade lateral. Acima de tal superfície, tem-se um intervalo sísmico, cujos refletores foram associados a depósitos de cunha de nível baixo, bem como um grande volume de montiformas, atribuídas a leques de nível baixo distais, ambos pertencentes ao TSNB desta sequência. Os primeiros são representados pelo avanço da sismofácies E em direção a sismofácies G, enquanto que os depósitos associados aos leques de nível baixo são designados pela sismofácies H (figuras 4.7, 4.8, 4.11 e 4.12).

O TST, bem reconhecido nas porções plataformais, mostra um adelgaçamento em direção à bacia, de modo que nesse contexto ele é representado pela própria SIM, a qual se une à SRM, originando uma superfície composta que capeia o TSNB (figuras 4.7, 4.8, 4.11 e 4.12).

O TSNA, por sua vez, caracteriza-se, distalmente, por ser um intervalo constituído pelas sismofácies E e G, de forma que a primeira avança em direção a segunda (figuras 4.7, 4.8, 4.11 e 4.12).

4.2.2.3 Sequência 2

A superfície basal da Sequência 2 (Limite de Sequência 2 - LS2) é bem marcada, nas porções proximais, pelas terminações em *toplap* das clinoformas pertencentes à Sequência 1 (figuras 4.6, 4.7 e 4.10), como também por meio das terminações em *onlap* dos próprios refletores da porção inferior da Sequência 2 (figuras 4.6, 4.7, 4.9 e 4.10). Distintivamente, o prolongamento distal do LS2, além de ser identificado por uma expressiva amplitude e uma boa continuidade lateral, também é marcado por truncamentos relacionados aos refletores da sequência subjacente (figuras 4.7, 4.8, 4.11 e 4.12).

Em relação aos tratos de sistemas desta sequência, estes apresentam as mesmas sismofácies e características daqueles depositados na Sequência 1, tanto nos contextos de plataforma e talude, quanto nos contextos de águas mais profundas (figuras 4.6, 4.7, 4.9 e 4.10). Porém, nota-se uma pequena diferença no TST desta sequência.

O TST, nas porções plataformais da Sequência 2, é caracterizado por um afilado segmento de refletores pertencentes à sismofácies D, que apresenta um adelgaçamento em

direção à bacia, terminando através de truncamentos aparentes (figura 4.10). Neste trato, ainda se percebe uma leve incursão da sismofácies C em direção à D, sendo a SIM posicionada no máximo dessa entrada (figura 4.10). Distalmente, a SIM é somada à SRM, dando origem à uma superfície composta, que é identificada através de sucessivas terminações em *downlap* dos refletores sobrejacentes do TSNA (figuras 4.7 e 4.10).

4.2.2.4 Sequência 3

Este ciclo deposicional se dispõe acima do Limite de Sequência 3 (LS3), o qual corresponde a um expressivo refletor, interpretado como uma importante discordância angular na plataforma. Tal refletor é bem evidenciado na sísmica pelas terminações em *toplap* dos refletores da Sequência 2 em direção a ele, como também por *onlaps* dos refletores da porção basal desta sequência sobre o mesmo (figuras 4.7, 4.9 e 4.10). Essa superfície ilustra uma importante mudança na geometria entre as sequências sotopostas (1 e 2) e sobrepostas (3, 4 e 5). No que se refere a geometria das mais antigas (1 e 2), estas exibem os seus refletores internos com as suas terminações superiores em *toplap* e inferiores em concordância ou suaves *downlaps*, designando uma geometria em cunha progradante que apresenta internamente um padrão oblíquo tangencial (figuras 4.6, 4.7, 4.9 e 4.10). Distintamente, as três sequências mais novas (3, 4 e 5) compreendem um extenso intervalo de refletores horizontalizados que gradam, no sentido distal, para refletores inclinados. O conjunto desses refletores denota uma geometria em cunha progradante mais ampla em relação àquelas das primeiras sequências, sendo caracterizada internamente por um padrão complexo sigmoidal-oblíquo (figuras 4.7 e 4.9).

Nos contextos proximais, um conjunto de clinoformas, que mostra um avanço da sismofácies B rumo a sismofácies E, é observado sobre o LS3. Essa configuração progradacional foi associada à cunha do trato de sistemas de nível baixo (TSNB) desta sequência deposicional. Em divergência com os TSNB das outras sequências, não foram encontradas as sismofácies diagnósticas dos leques de nível baixo proximais. O desfecho deste trato é dado pela superfície regressiva máxima (SRM), cuja identificação foi possível por intermédio dos *toplaps* atribuídos às progradações internas da cunha (figuras 4.7 e 4.9).

Sobrejacente à SRM, ocorre um intervalo sísmico, cuja principal característica é a grande expansão da sismofácies carbonática B no sentido das regiões mais continentais, causando um recuo da sismofácies siliciclástica A. Observa-se também um avanço da sismofácies E rumo ao continente (figuras 4.6, 4.7, 4.9 e 4.10). Em direção à bacia, esse

intervalo é adelgado, originando truncamentos aparentes (figuras 4.7 e 4.9). Tendo em vista o seu padrão retrogradacional, como também a presença dos truncamentos aparentes, este intervalo sísmico foi atribuído ao trato de sistemas transgressivo (TST) desta sequência. No ponto de máxima expansão da sismofácies B foi posicionada a superfície de inundação máxima (SIM), marcando um importante evento transgressivo e o encerramento deste trato sistemas (figuras 4.6, 4.7, 4.9 e 4.10). Essa SIM é designada por um refletor de grande continuidade e amplitude, contra o qual ocorrem *downlaps* dos depósitos de nível de mar alto sobrepostos (figuras 4.6, 4.7 e 4.9).

A sucessão sísmica relacionada ao trato de sistemas de nível alto (TSNA), por sua vez, ocorre acima da SIM e encontra-se retratada por uma predominância da sismofácies B, que agora se projeta em direção à bacia sobre a sismofácies E. Isso resulta também em uma sutil migração da sismofácies A, mais proximal, nessa mesma direção (figuras 4.6, 4.7, 4.9 e 4.10).

Nos segmentos mais distais, os tratos de sistemas pertencentes à esta sequência apresentam uma estruturação diferente daquela descrita acima para as regiões mais proximais. Naquele contexto, o TSNB é composto predominantemente pelos depósitos atribuídos à cunha de nível baixo, os quais são denotados pela progradação da sismofácies E em direção a G (figuras 4.7 e 4.8). Apenas na linha L7, foi encontrado um leque de nível baixo distal que é caracterizado pela sismofácies H (figura 4.12). No que concerne ao TSNA, este trato também é marcado por uma projeção da sismofácies E no sentido da sismofácies G (figuras 4.7 e 4.8). Apesar do padrão progradacional descrito acima para o TSNB e TSNA, observa-se no geral um grande deslocamento das sismofácies G rumo a sismofácies E, em comparação com as sequências 1 e 2 (figuras 4.7 e 4.8).

4.2.2.5 Sequência 4

O encerramento da Sequência 3 e, consequentemente, o começo da presente sequência é dado pelo Limite de Sequência 4 (LS4), o qual é bem evidenciado nas regiões plataformais, por separar dois intervalos com uma predominância de sismofácies diferentes, sendo o sotoposto marcado pela sismofácies B, e o sobreposto, pela A. Além disso, os refletores da unidade sotoposta apresentam *toplaps* tangenciando essa superfície (figuras 4.6, 4.7, 4.9 e 4.10).

Os depósitos associados ao TSNB são dispostos sobre LS4 e subdividem-se, nas regiões plataformais e de talude, em duas unidades sísmicas. A primeira é caracterizada pela

sismofácies F e foi relacionada a um leque de nível baixo proximal. A segunda unidade, no que lhe concerne, exibe uma composição baseada na sismofácies E (figura 4.7 e 4.9), sendo atribuída à cunha de nível baixo. O desfecho do TSNB se dá através da SRM, cuja a definição se dá pelas terminações em *toplap* dos refletores sotopostos da cunha de nível de mar baixo (figuras 4.7 e 4.9).

Acima da SRM consolida-se um delgado intervalo sísmico, no qual são observadas as sismofácies A e B (figuras 4.7 e 4.9). Tal intervalo foi conferido ao TST da Sequência 4. O encerramento desse trato é dado pela SIM, que foi disposta em um refletor mais contínuo e de maior amplitude, o qual também é identificado, no talude superior, por terminações em *downlap* dos refletores do TSNA (figura 4.9). Em um contexto de plataforma mais interna, essa superfície foi dificilmente reconhecida, visto que não há uma variação de sismofácies, dominando apenas a A (figuras 4.6 e 4.10).

No que diz respeito ao TSNA, este foi associado à uma sucessão posicionada sobre a SIM, a qual se soma à SRM na porção mais distal. Nessa sucessão, observa-se uma extensa progradação da sismofácies A em direção a bacia (figuras 4.6, 4.7, 4.9 e 4.10), restringindo a sismofácies B à uma pequena faixa na borda da plataforma. Essa última sismofácies, por sua vez, também prograda sobre os depósitos representados pela sismofácies E (figuras 4.7, 4.8 e 4.9).

A configuração desta sequência nas porções baciais, é muito semelhante àquela descrita para a Sequência 3. Porém, tanto o TSNB, quanto o TSNA mostram o mais expressivo deslocamento da sismofácies E rumo à sismofácies G visto nas linhas analisadas (figuras 4.7 e 4.8).

4.2.2.6 Sequência 5

O Limite de Sequência 5 (LS5) representa a base desta sequência, sendo uma superfície identificada nas proximidades da atual borda de plataforma, através de uma alta amplitude, bem como por truncamentos erosionais referentes aos refletores da Sequência 4 (figuras 4.7 e 4.9). Esta superfície encontra-se somada ao LS6 na plataforma mais interna, e foi posicionada no último refletor da seção. Na região de talude, o LS5 também é assinalado pela mudança no comportamento das sismofácies entre o intervalo sotoposto (Sequência 4) e sobreposto (Sequência 5; figuras 4.7 e 4.8).

Genericamente, a Sequência Depositional 5 é caracterizada pela maior migração da sismofácies G em direção a E. Esta última, por sua vez, fica restrita ao início do talude e se desloca suavemente em direção à sismofácies B. O discreto deslocamento da fácies sísmica B no sentido do continente causa um certo recuo da sismofácies A (figuras 4.7 e 4.8).

Em relação aos tratos de sistemas, estes não puderam ser individualizados, visto que, na região de plataforma, esta sequência apresenta-se influenciada por refletores de alta amplitude, que podem estar associados à parametrização escolhida para o levantamento sísmico ou à presença de sedimentos do fundo marinho. Outro fator que dificultou a individualização da Sequência 5 foi a sua pequena espessura. Ademais, nas zonas de mar profundo, esta sequência encontra-se afetada por processos de erosão recentes, dando origem ao que se chama de *gullies*. Desse modo, optou-se por considerar a Sequência 5 como indivisa (figuras 4.7, 4.8, 4.9, 4.11 e 4.12).



DISCUSSÕES

Capítulo 5

5. DISCUSSÕES

A história deposicional da sucessão drifte regressiva da Bacia Potiguar iniciou com um estágio de queda do nível de base, responsável pelo desenvolvimento de uma importante superfície erosiva denominada Limite de Sequência 1 (LS1; figura 5.1a), a qual separa os depósitos pertencentes a fase drifte transgressiva ou pós-rifte, subjacente, daqueles da fase drifte regressiva, sobrejacente. Em vista de dados bioestratigráficos encontrados no poço P4, bem como pela comparação com os modelos das sequências regressivas discutidas por Pessoa Neto (1999), Moraes Neto (1999) e Pessoa Neto (2003), a referida superfície foi associada à “Discordância do Campaniano superior” que na literatura da área tem a sua gênese atribuída a um soerguimento da plataforma carbonática da Formação Jandaíra e sua consequente erosão (Françolin & Szatmari, 1987; Cremonini, 1996; Pessoa Neto *et al.*, 2007). Baseando-se em dados de traço de fissão em apatita, Moraes Neto (1999) e Moraes Neto *et al.* (2009) associaram esse episódio de soerguimento a processos pós-distensionais, possivelmente ampliados pela instalação de um *underplating* magmático crustal na Província Borborema.

Concomitantemente à formação do LS1, houve a deposição dos primeiros depósitos relacionados a Sequência Depositional 1, a mais antiga do intervalo estudado. Durante os estágios iniciais de queda do nível de base, ocorreu a geração fluxos lamosos que deram origem a montiformas dispostas no talude continental (figura 5.1a). Subsequentemente, nos estágios finais da queda do nível de base, formaram-se depósitos turbidíticos de alta densidade que se posicionaram sobre as sucessões relacionadas aos fluxos lamosos (figura 5.1a). Os dois depósitos supracitados integraram os leques de nível de mar baixo proximais atribuídos ao TSNB inicial (figura 5.1a).

Em seguida consolidou-se o TSNB tardio, designando o começo da subida do nível de base, porém com o espaço de acomodação ainda sendo inferior ao aporte sedimentar. Nesse contexto, houve primordialmente a instalação dos leques de nível de mar baixo distais, cuja gênese foi associada a correntes turbidíticas de baixa densidade que se deslocaram por longas distâncias no substrato da bacia (figura 5.1a). Ademais, no final do TSNB tardio, ocorreu a sedimentação da cunha de nível de baixo denotada por um padrão progradacional das sucessões siliciclásticas derivadas de leques costeiros (não observado para a Sequência 1 nas linhas sísmicas, mas inferido pela composição dos depósitos lateralmente contíguos) em direção aos depósitos siliciclásticos-carbonáticos de plataforma externa/talude superior, os quais avançaram sobre depósitos carbonáticos localizados no talude superior (figura 5.1a).

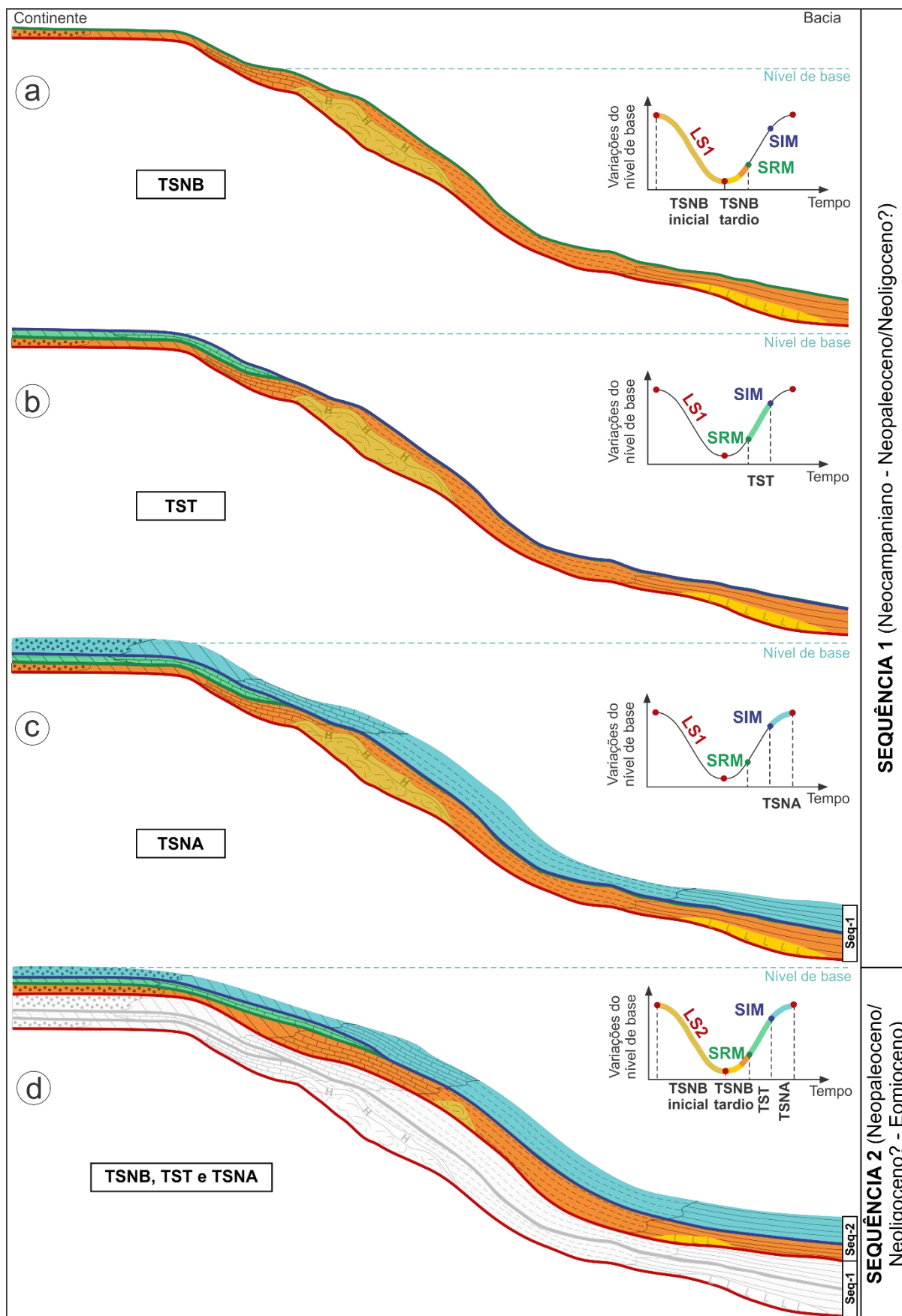
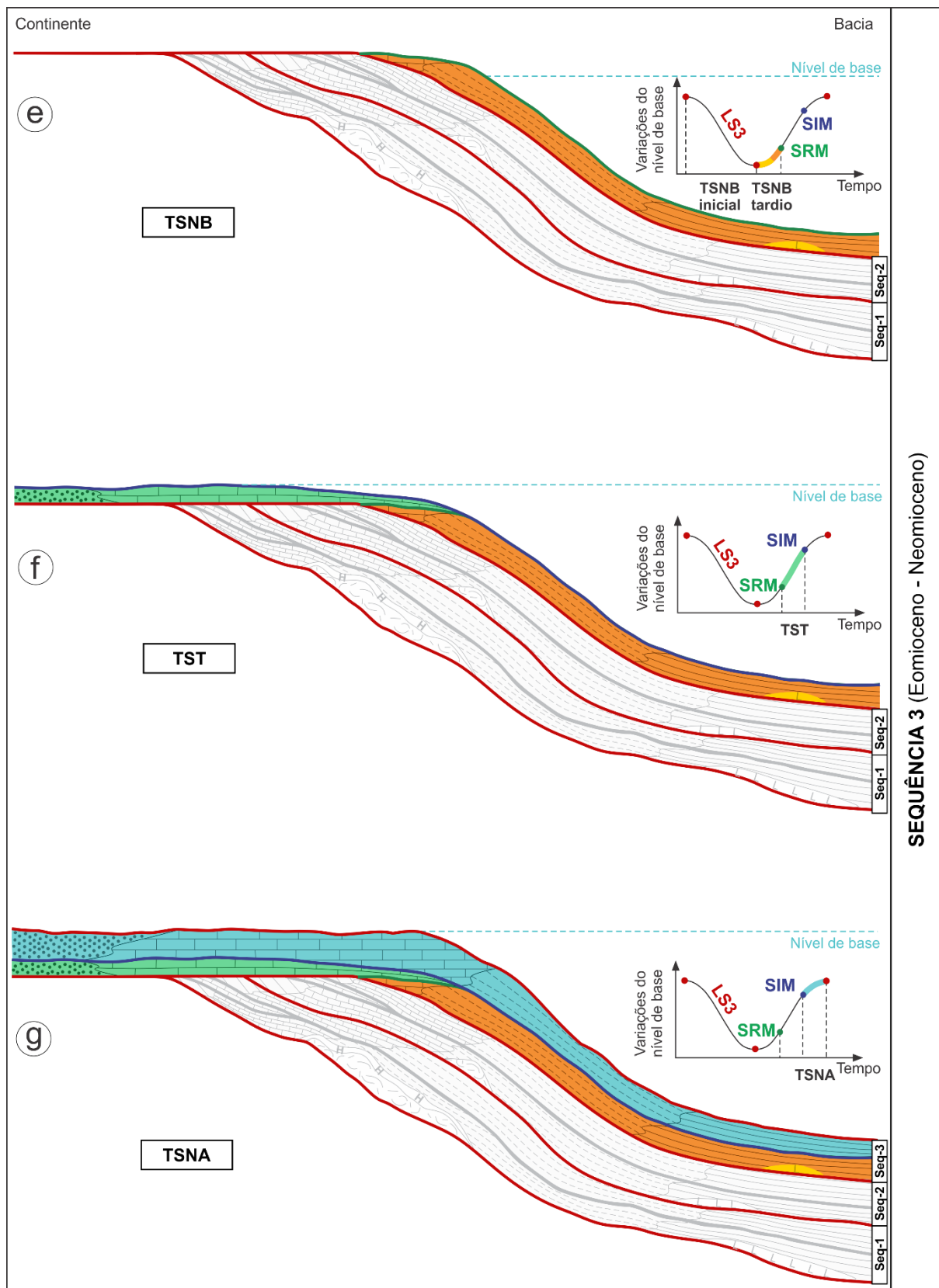


Figura 5.1. (continua nas próximas páginas) Etapas evolutivas relacionadas à formação das sequências da fase drifte regressiva. Iniciando pela gênese da Sequência Depositional 1, tem-se em (a), o desenvolvimento do TSNB dessa sequência, e em (b) e (c), a fase transgressiva atribuída ao TST, e a regressiva ao TSNA, respectivamente. O processo de formação da Sequência 2 pode ser observado de forma resumida na imagem (d).



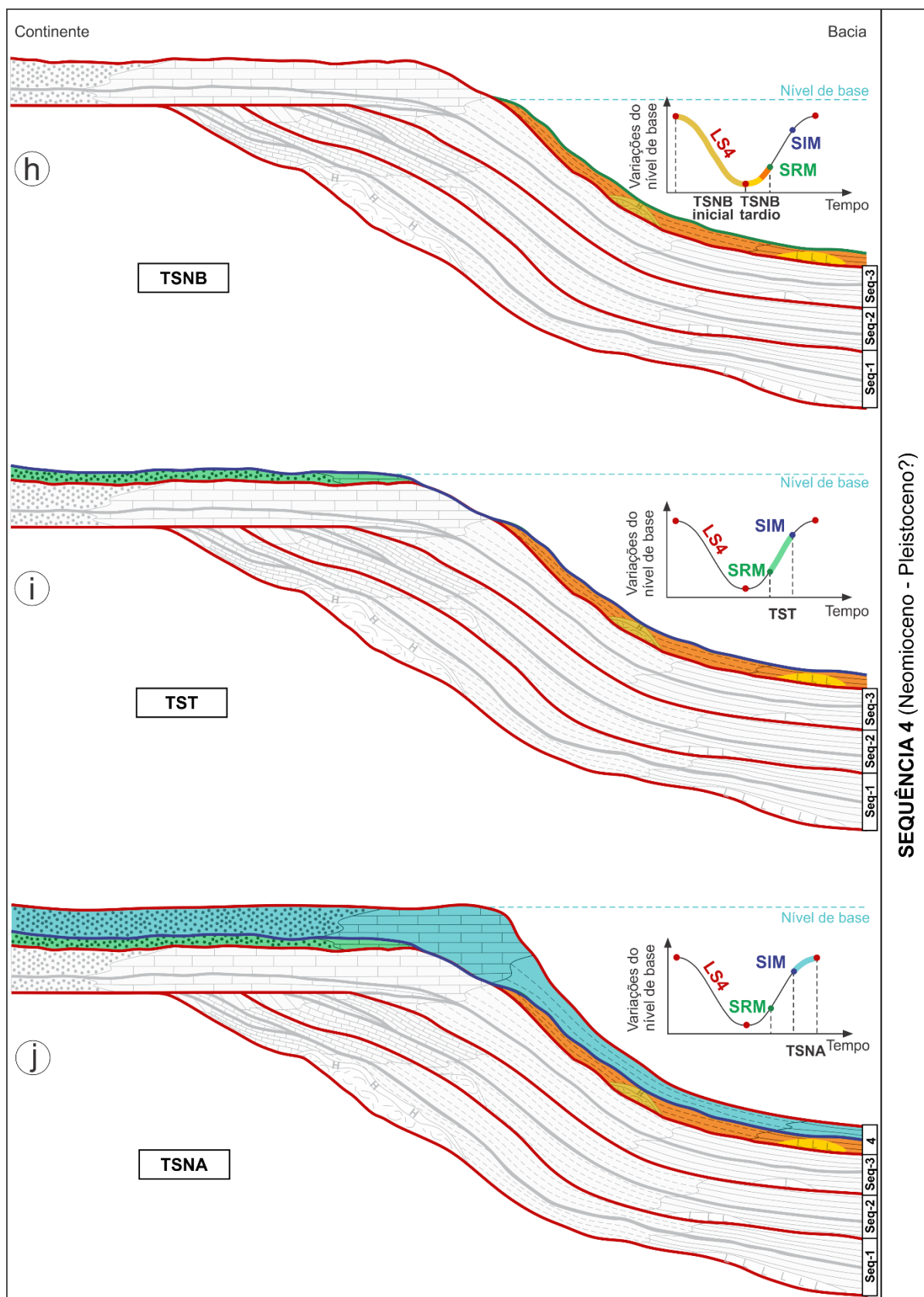


Figura 5.1. (continuação) À respeito da Sequência 4, o processo de formação dos seus depósitos de nível baixo (TSNB) está simbolizado em (h); o TST, por sua vez, encontra-se representado na imagem (i), e o TSNA é caracterizado em (j).

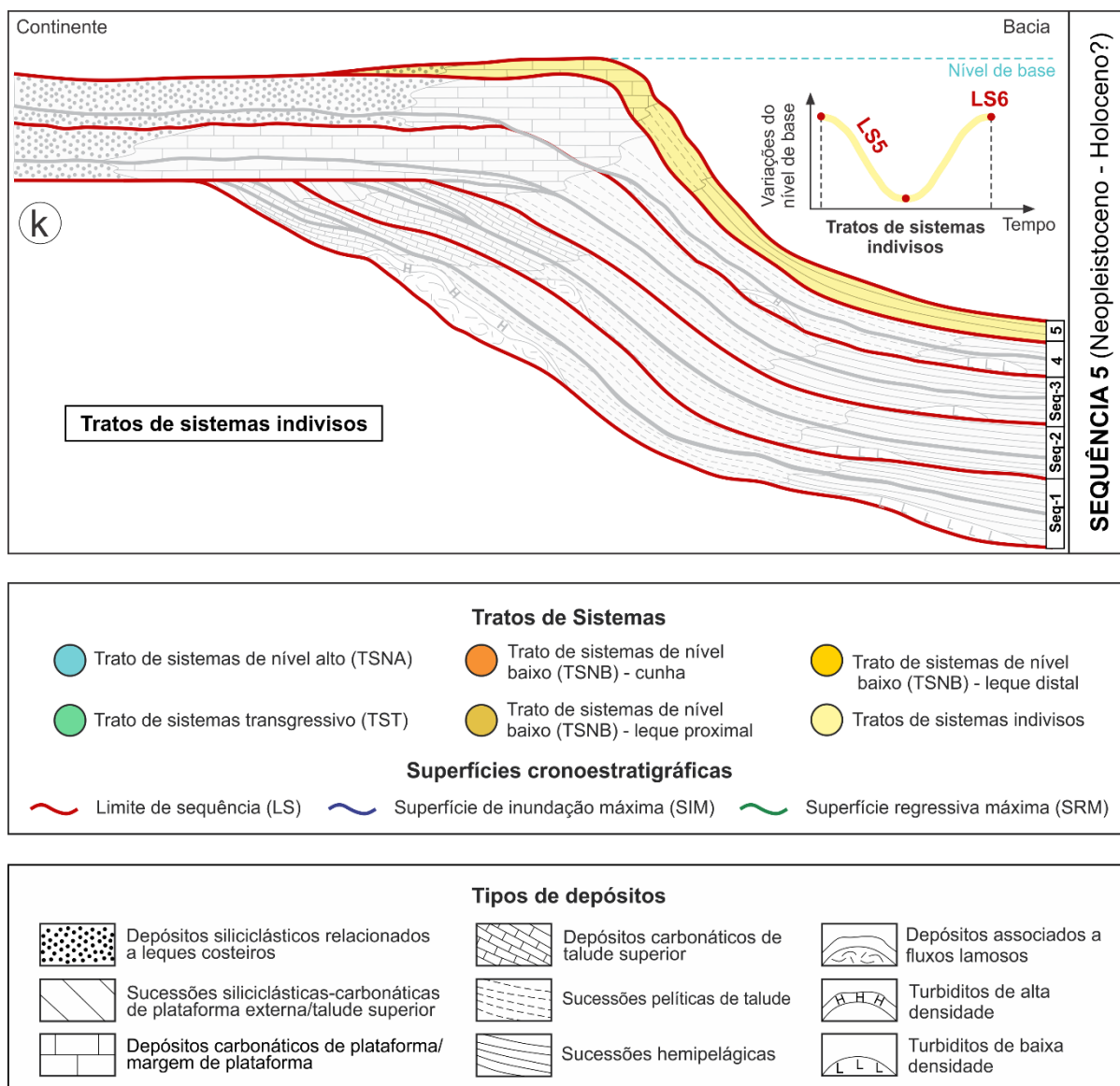


Figura 5.1. (continuação) Finalmente, a Sequência 5 está representada no esquema (k), estabelecendo o encerramento da sucessão drifte regressiva analisada neste trabalho.

Distalmente, esses últimos depósitos ainda progradaram sobre sucessões pelíticas de talude que, por sua vez, também se deslocaram no sentido de depósitos hemipelágicos (figura 5.1a).

Após a fase regressiva referente ao TSNB, a taxa de criação de espaço de acomodação passou a suplantiar a taxa de aporte sedimentar, ilustrando um estágio transgressivo, intrínseco ao TST. Esse estágio foi marcado por uma predominância das sucessões carbonáticas de talude superior, que denotam um empilhamento retrogradacional no sentido dos depósitos siliciclásticos-carbonáticos de plataforma externa/talude superior (figura 5.1b).

A taxa de aporte sedimentar voltou a superar a taxa de criação de espaço de acomodação no decorrer do TSNA, o que possibilitou a consolidação de uma cunha progradante com a mesma configuração da cunha de nível de mar baixo descrita anteriormente (figura 5.1c).

Uma nova queda do nível de base se materializou na forma do Limite de Sequência 2 (LS2), encerrando a Sequência 1 e desencadeando o prelúdio da Sequência 2 (figura 5.1d). Acredita-se que esse limite corresponda ou à discordância do Paleoceno superior ou à do Oligoceno superior (Pessoa Neto *et al.*, 2007). Os modelos encontrados nos trabalhos de Pessoa Neto (1999) e Pessoa Neto (2003) apontam para a primeira opção. Em contrapartida, os dados bioestratigráficos do poço P4 apontam preferencialmente para a Discordância do Oligoceno superior.

A Sequência 2, no que lhe concerne, assentou-se sobre o LS2 e assemelha-se significativamente à Sequência 1, uma vez que é composta pelos mesmos tipos de depósitos e os seus tratos de sistemas constituintes exibem uma geometria muito semelhante àqueles da primeira sequência. Desse modo, assume-se que as etapas evolutivas que deram origem à Sequência 2 tenham sido análogas às da Sequência 1 (figura 5.1d). Por outro lado, a principal diferença entre esses dois intervalos deposicionais consiste na composição e no volume dos leques de nível de mar baixo proximais, já que na Sequência 2 tais leques são formados apenas pelos depósitos de fluxos lamosos e se apresentam em menor quantidade (figura 5.1d). Isso pode indicar que a queda do nível de base associada à formação do LS2 tenha sido de menor magnitude do que àquela que gerou o LS1.

Subsequentemente, durante o Eomioceno, o início de outro importante evento de soerguimento é proposto por Moraes Neto (1999) e Moraes Neto *et al.* (2009), o qual estaria associado a um domeamento termal, derivado de um significativo pulso magmático do Vulcanismo Macau. Tal processo de arqueamento, associado a um sutil rebaixamento da curva global do nível do mar (Pessoa Neto, 2003), teria gerado uma nova queda do nível de base, origem ao Limite de Sequência 3 (LS3) ou “Discordância do Mioceno inferior” (figura 5.1e), cujo reconhecimento se deu em várias bacias da margem equatorial por constituir uma evidente discordância angular. Na área de estudo, essa discordância angular é bem evidenciada devido ao processo de erosão das porções mais continentais das sequências 1 e 2 subjacentes (figura 5.1e).

O LS3 marca uma importante mudança na geometria entre as sequências sotopostas (1 e 2) e sobrepostas (3, 4 e 5). As sequências mais antigas (1 e 2) são dominadas por depósitos de talude e exibem uma geometria em cunha progradante, com um padrão geral de refletores oblíquo tangencial (figura 5.1), refletindo períodos com o espaço de acomodação reduzido e de significativo aporte sedimentar. As sequências mais novas (3, 4 e 5), por seu turno, são constituídas por sucessões mais plataformais que retratam uma geometria em cunha

progradante, mais ampla, formada por um padrão complexo sigmoidal-oblínquo (figura 5.1). Tal configuração sugere que durante a deposição das sequências 3, 4 e 5, predominou um equilíbrio entre o influxo sedimentar e o espaço de acomodação (Ojeda, 1991; Severiano Ribeiro, 2001). A mudança nas fácies e na geometria dos depósitos a partir da Discordância do Mioceno inferior também foi observado por Jardim de Sá *et al.* (1999) e Pessoa Neto *et al.* (2007).

Acima do LS3, depositou-se a sucessão relacionada ao TSNB tardio da Sequência 3, cujo o começo é assinalado pela sedimentação dos leques de nível de mar baixo distais caracterizados por turbiditos de baixa razão areia/lama (baixa densidade; figura 5.1e). Posteriormente, no fim desse estágio, houve a progradação das sucessões carbonáticas de plataforma/borda de plataforma sobre os pelitos de talude, os quais também avançaram em direção aos litotipos mais distais representados pelos hemipelagitos. Tal arranjo progradacional deu origem à cunha de nível de mar baixo (figura 5.1e).

O estágio consecutivo foi designado por uma acentuada transgressão (TST), que expandiu a sedimentação carbonática de plataforma/borda de plataforma no sentido da região mais proximal, causando o recuo dos leques costeiros responsáveis pela deposição siliciclástica (figura 5.1f).

Durante o TSNA, por sua vez, deu-se continuidade na sedimentação carbonática plataformar (figura 5.1g). Porém, devido a taxa de aporte sedimentar voltar a suplantiar a taxa de acomodação, os depósitos siliciclásticos passaram a migrar, ainda que de forma mais sutil, na direção dos depósitos carbonáticos (figura 5.1g). Esses últimos também exibiram um padrão progradacional em direção às sucessões pelíticas de talude que progradaram sobre os depósitos hemipelágicos na zona mais distal (figura 5.1g).

Apesar do arranjo progradacional descrito para a cunha de nível de mar baixo (TSNB tardio) e para o TSNA da Sequência 3, nota-se um deslocamento geral dos hemipelagitos rumo às regiões mais proximais, em comparação ao comportamento desse tipo de depósito nas Sequências 1 e 2 (figura 5.1g). Esse fato aliado à grande expansão carbonática registrada no TST e no TSNA (figuras 5.1f e 5.1g), pode indicar uma expressiva transgressão ocorrida durante a consolidação desse ciclo deposicional. Conforme os trabalhos de Webb (1995) e Arai (2006), o referido evento transgressivo teria ocorrido no Burdigaliano e tido uma abrangência global, originando um mar epicontinental que cobriu vastas áreas continentais. Estima-se que só o continente sul-americano teve um terço de seu território inundado nessa época.

O evento que sobrevêm à deposição da Sequência 3, foi caracterizado por Arai (2006) e Arai & Shimabukuro (2003) como a maior queda eustática do Neógeno. Segundo esses autores, a materialização desse evento é dada pela “Discordância Tortoniana”, também chamada de “Discordância do Mioceno superior” por Pessoa Neto *et al.* (2007), cuja a causa estaria associada à formação da calota glacial da Antártida. Neste trabalho, tal superfície representa o Limite de Sequência 4 que constitui a base da Sequência homônima (figura 5.1h).

A Sequência 4 teve o seu início retratado pelo TSNB. Durante a fase inicial desse trato, ocorreu a deposição dos leques de nível de mar baixo proximais representados internamente pelos depósitos de fluxos lamosos, os quais foram capeados por sucessões turbidíticas de alta razão areia/lama (alta densidade; figura 5.1h). Diferentemente, no decorrer da fase final do TSNB, houve a sedimentação de leques de nível de mar baixo distais nas regiões mais profundas, os quais foram constituídos por turbiditos de baixa densidade (figura 5.1h). Ainda nessa última fase, consolidou-se a cunha de nível de mar baixo caracterizada pela progradação dos pelitos de talude sobre os depósitos hemipelágicos (figura 5.1h).

Consecutivamente, instalou-se um período transgressivo (TST) marcado pelo empilhamento retrogradacional dos depósitos carbonáticos de plataforma/borda de plataforma em relação às sucessões siliciclásticas vinculadas aos leques costeiros. O padrão retrogradacional observado apresenta-se de forma suave, posto que há uma preponderância da sedimentação siliciclástica no âmbito geral desta sequência (figura 5.1i).

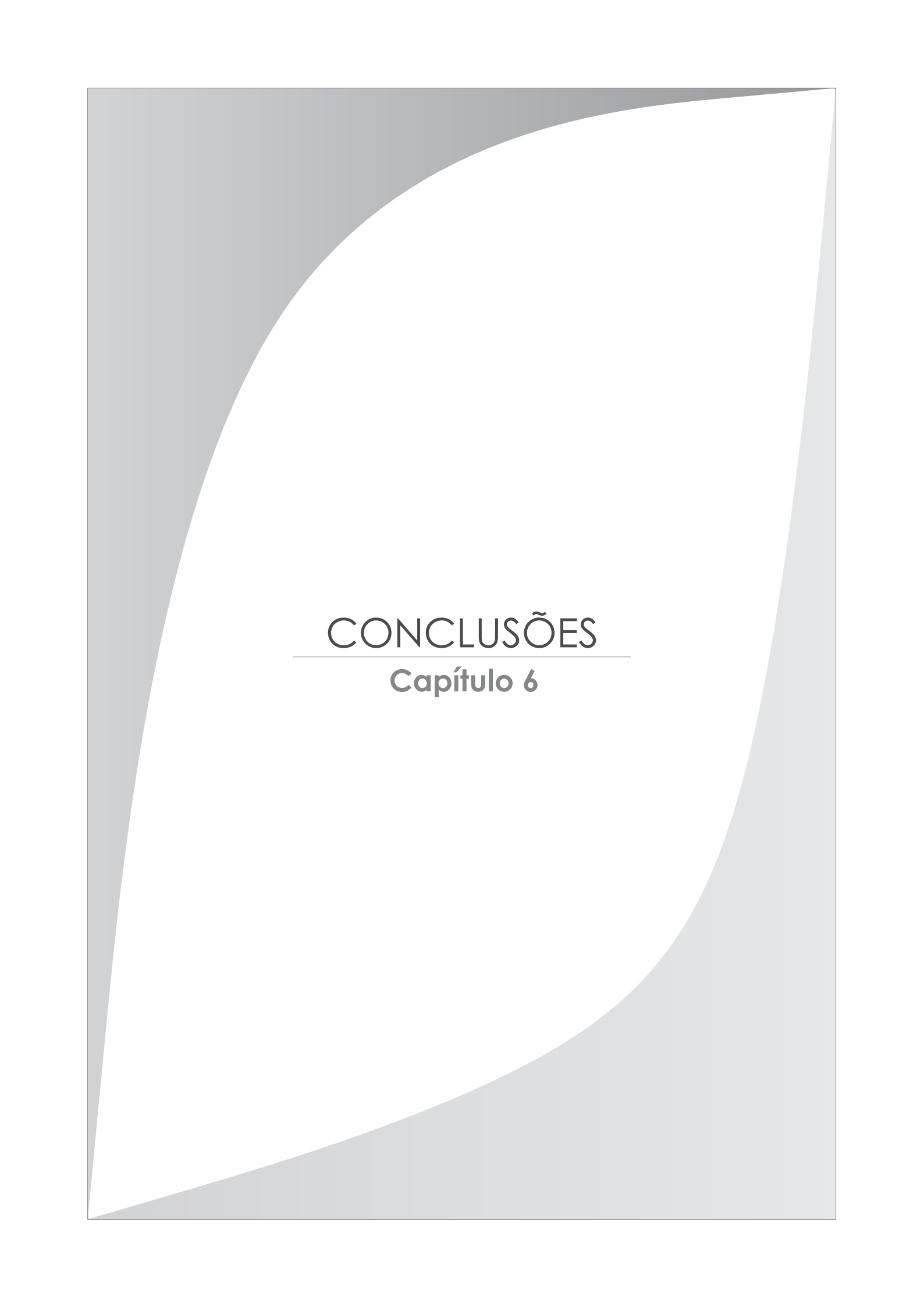
A fase subsequente, no que lhe diz respeito, foi relacionada a um aporte sedimentar mais importante, comparando-se ao espaço disponível para a sedimentação (TSNA). Esse contexto deposicional resultou em amplo avanço da sedimentação siliciclástica em direção a bacia, restringindo a sedimentação carbonática à borda da plataforma (figura 5.1j). Esses carbonatos ainda avançaram rumo aos pelitos de talude que, por seu turno, mostraram a máxima migração em direção aos hemipelagitos reconhecida nas sequências estudadas (figura 5.1j).

O avanço siliciclástico em direção a bacia, durante esse período, foi reportado por muitos autores. A sua causa foi associada por Moraes Neto (1999) a um estágio de soerguimento e erosão da Formação Serra do Martins. Pessoa Neto (2003), corroborou com Moraes Neto (1999) e ainda acrescentou a influência fluvial dos rios Açu e Mossoró na deposição dessas cunhas clásticas. Trabalhos subsequentes, como Lima (2008) e Moraes Neto *et al.* (2009), ainda discutiram a influência do clima quente e úmido predominante no Nordeste Brasileiro durante o Mesomioceno, que teria aumentado a taxa de intemperismo químico e, como resultado,

aumentado o aporte sedimentar siliciclástico para a bacia. Todos esses fatores associados à já mencionada queda eustática, retratada por Arai (2006) e Arai & Shimabukuro (2003), explicaria a dominância siliciclástica na deposição da Sequência 4.

O encerramento da Sequência 4 foi consolidado por meio do Limite de Sequência 5 (LS5) que também marcou o início sequência deposicional mais nova. Fundamentando-se na semelhança entre a Sequência 4 deste trabalho e a Sequência do Mioceno Superior/Pleistoceno instituída por Pessoa Neto (1999) e Pessoa Neto (2003), o referido limite de sequência teria sido formado durante o Pleistoceno, visto que a dominância siliciclástica reconhecida nessas duas sequências teria tido fim durante essa época.

Após a fase nitidamente regressiva que marcou a deposição da Sequência 4, Chappell *et al.* (1996), Chappell & Shackleton (1986) e Khan *et al.* (2015) descreveram um período de elevação do nível do mar entre o Neopleistoceno e o Holoceno. Essa elevação deve ter ocorrido durante a formação da Sequência Depositional 5, ocasionando a maior migração dos depósitos hemipelágicos rumo às sucessões pelíticas de talude, as quais também avançaram em direção aos carbonatos de plataforma. Esse ciclo deposicional teve o seu término através da última queda do nível de base reconhecida no estudo, a qual foi materializada por meio Limite de Sequência 6 (LS6). Durante o estágio de formação dessa superfície a incisão fluvial deve ter ocorrido de forma severa, visto que há a grande incidência de *gullies* no topo da seção sísmica (figura 5.1k).



CONCLUSÕES

Capítulo 6

6. CONCLUSÕES

A utilização de dados sísmicos e de poços na análise estratigráfica da sucessão drifte regressiva da Bacia Potiguar atendeu de forma satisfatória aos objetivos estabelecidos para este trabalho. A partir da análise desta seção foi possível individualizar cinco sequências deposicionais e os seus tratos de sistemas internos. Ao final, pode-se inserir essas unidades genéticas dentro de um arcabouço evolutivo, o qual permitiu entender a história deposicional do intervalo estudado.

A Sequência 1 foi depositada entre o Neocampaniano e o Neopaleoceno/Neoligoceno (?), apresentando uma fase regressiva mais expressiva, na qual houve a ampla sedimentação de depósitos de talude, incluindo um grande volume de montiformas.

Similarmente, durante um intervalo compreendido entre o Neopaleoceno/Neoligoceno (?) e o Eomioceno ocorreu a deposição da Sequência 2, cujas características e depósitos são análogos aos da Sequência 1.

A Sequência 3, por sua vez, consolidou-se entre o Eomioceno e o Neomioceno, apresentando um caráter predominantemente transgressivo, o qual foi caracterizado pela ampla sedimentação carbonática nas regiões plataformais e uma efetiva diminuição no volume de montiformas nas regiões de talude e bacia.

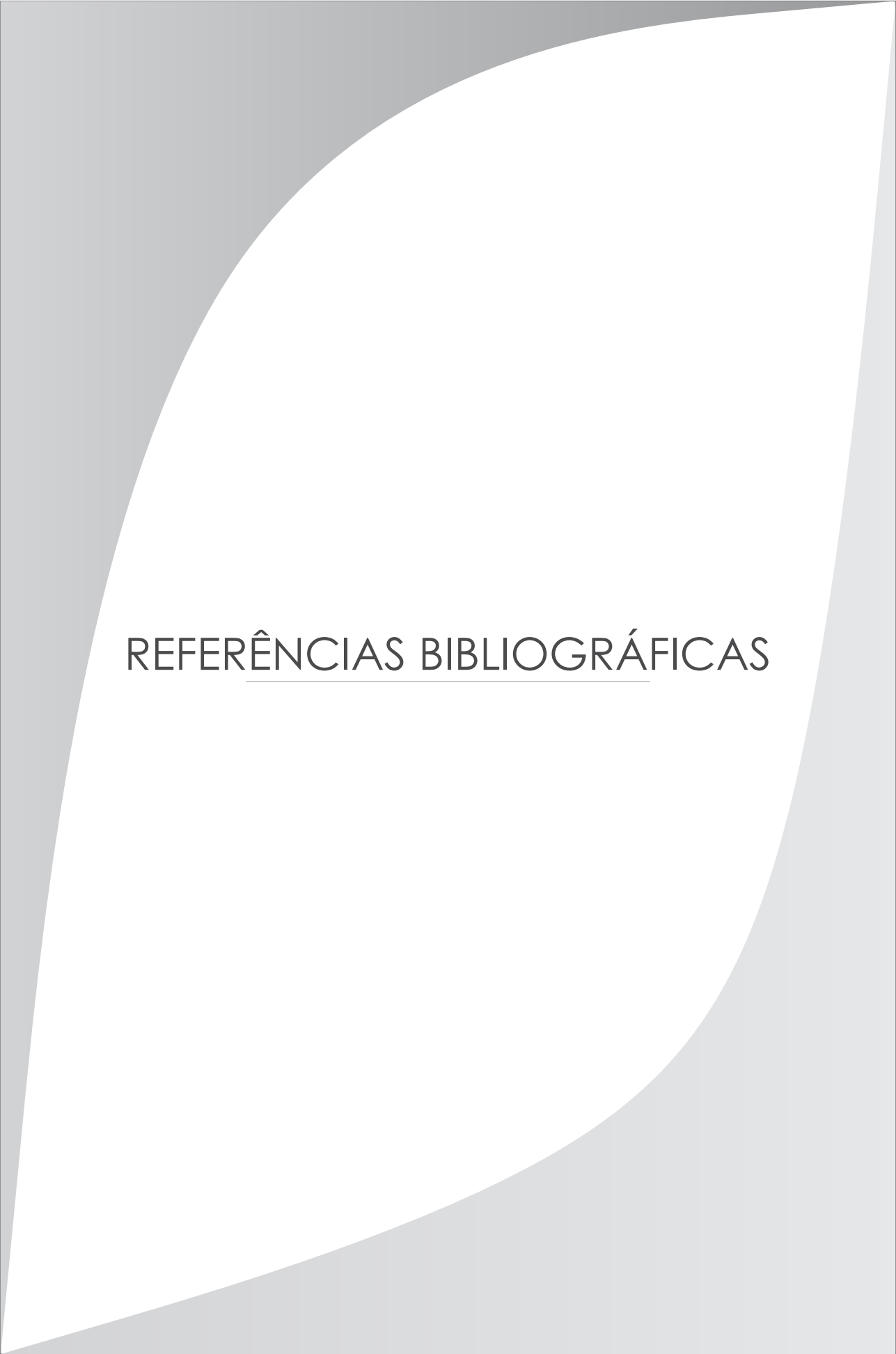
Contrariamente, no decorrer do período que vai do Neomioceno até o Eopleistoceno (?), estabeleceu-se uma fase com características dominantemente regressivas, sendo denotada pelo elevado influxo de sedimentos siliciclásticos. Durante essa fase houve a deposição do ciclo deposicional relacionado à Sequência 4.

Por último, uma nova fase de elevação global do nível de base entre o Eopleistoceno (?) até alguma idade no Holoceno, marcou a deposição da Sequência 5, que é caracterizada por uma significativa migração dos depósitos das regiões mais distais para as regiões mais continentais.

O reconhecimento das sequências deposicionais supracitadas e, principalmente, a sua subdivisão em tratos de sistemas constitui um resultado inédito para o intervalo drifte regressivo da Bacia Potiguar. O modelo elaborado para essa sucessão sedimentar pode ser empregado na correlação dessa bacia com outras situadas nas margens leste e equatorial brasileiras, como também pode ser utilizado na compreensão dos contextos deposicionais marinhos rasos e

profundos de outras bacias de margem passiva, que tenham tido uma evolução fundamentada em uma sedimentação mista do tipo siliciclástica-carbonática.

Ademais, as fácies e os sistemas deposicionais reconhecidos nos tratos de sistemas de cada sequência deposicional identificada podem ser utilizados para inferências no tocante a prováveis *plays* petrolíferos para a bacia. Desse modo, tendo em vista que o principal alvo de hidrocarbonetos relacionado à sucessão drifte regressiva são os turbiditos incluídos na Formação Ubarana, deve-se atentar para os leques de nível de mar baixo proximais descritos neste estudo. Esses leques possuem em sua porção superior depósitos turbidíticos de alta densidade, cuja constituição é baseada em uma alta razão areia/lama, conforme Catuneanu (2006). Tal composição implicaria em uma alta probabilidade desses depósitos representarem rochas reservatórios nesses contextos mais distais. Assim, sabendo que o maior volume desses leques foi reconhecido na Sequência 1, recomenda-se que a mesma seja a mais indicada para futuras avaliações no que concerne a prospecção de hidrocarbonetos.



REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Referências Bibliográficas

- Arai M. 2006. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Revista do Instituto de Geociências (USP)*, **6**(2):1-6.
- Arai M. Shimabukuro S. 2003. The Tortonian unconformity and its relation with the stratigraphic framework of the Barreiras Group and correlative units (Neogene, Brazil). In: 3º Latinamerican Congress of Sedimentology. *Abstracts*, Belém, p. 263-264.
- Araripe P.T. Feijó F.J. 1994. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**(1):127-141.
- Bertani R.T. Costa I.G. Matos R.M.D. 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e o hábitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: Raja Gabaglia G.P. Milani E.J.(eds.). *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobras, Rio de Janeiro, p. 291-310.
- Bouma A.H. 2000. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, **17**: 137-143.
- Brown L.F. Jr. Fisher W.L. 1977. 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. Memoir, American Association of Petroleum Geologists*, **26**:213–248.
- Calhã A.M.G.A. Reis R.P.B.P. França A.B. 2011. A utilização de electrofáceis na ampliação do conhecimento da estratigrafia do Jurássico Inferior e Médio na Bacia Lusitânica. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **19**(1/2):101-130.
- Campinho V.S. Flores A.C.C. Forbrig L.C. Dupuy I.S.S. 2000. Perfilagem – conceitos e aplicações. *Relatório Interno*. E&P-BA/GEXP/GEAGEO, 14 p.
- Catuneanu O. 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 375 p
- Catuneanu O. Galloway W.E. Kendall C.G.St.C. Miall A.D. Posamentier H.W. Strasser A. Tucker M.E. 2011. Sequence stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, **44**(3):173-245.
- Chappell J. Shackleton N.J. 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, **324**: 137-140.
- Chappell J. Omura A. Esat T. McCulloch M. Pandolfi J. Ota Y. Pillans B. 1996. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep-sea oxygen isotope records. *Earth and Planetary Science Letters*, **141**: 227-236.
- Córdoba V.C. 2001. A evolução da plataforma carbonática Jandaíra durante o Neocretáceo na Bacia Potiguar: Análise paleoambiental, diagenética e estratigráfica. *Tese de doutorado*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, 239 p.
- Costa A.B.C. Córdoba V.C. Netto R.G. Lima Filho F.P. 2014. Registro faciológico e paleoambiental da transgressão que marca a passagem do Cenomaniano para o Turoniano na Bacia Potiguar, NE do Brasil. *Comunicações Geológicas (Especial I)*, **101**: 415-420.
- Cremonini O.A. 1996. Evolução Tectônica da Área de Ubarana, porção submersa da Bacia Potiguar. *Boletim Geociência da Petrobras*, **10**(1/4):81-97.

- Cremonini O.A. Goulart J.P.M. Soares U.M.O. 1996. Rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. In: 4º Simpósio do Cretáceo do Brasil. *Boletim*, Rio Claro/São Paulo, p. 89-93.
- Della Fávera J.C. 2001. *Fundamentos de Estratigrafia Moderna*. Rio de Janeiro, Editora da Universidade Estadual do Rio de Janeiro. 264 p.
- Emery D. Myers K.J. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Scientific Company, 297 p.
- Françolin J.B.L. Szatmari P. 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da Margem Norte Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(2):196-207.
- Garcia G. 2014. Modelagem estratigráfica do intervalo Cenomaniano-Turoniano, formações Açú e Jandaíra, na borda sudoeste da Bacia Potiguar. *Dissertação de Mestrado*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, 89 p.
- Holz M. 2012. *Estratigrafia de Sequências – Histórico, Princípios e Aplicações*. Editora Interciências, Rio de Janeiro, 276 p.
- Jardim de Sá E.F. Matos R.M.D. Moraes Neto J.M. Saadi A. Pessoa Neto O.C. 1999. Epirogenia cenozoica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. In: 7º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. *Anais*, Lençóis, **4**:58-61
- Jervey M.T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. 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*. Publicação Especial, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists* (SEPM), **42**:47-69.
- Kearey P. Brooks M. Hill I. 2009. Perfilagem geofísica de poço. In: Coelho, C.M. (tradução) *Geofísica de exploração*. São Paulo, Oficina de textos, p. 399-420.
- Khan N.S. Ashe E. Shaw T.A. Vacchi M. Walker J. Peltier W.R. Kopp R.E. Horton B.P. 2015. Holocene Relative Sea-Level Changes from Near-, Intermediate-, and Far-Field Locations. *Current Climate Change Reports*, **1**: 247-262.
- Lima M.G. 2008. A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações paleoclimáticas e tectônicas. *Tese de Doutorado*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 251 p.
- Macurda D. 1997. Carbonate Seismic Facies Analysis. In: Marfurt P. (ed.) *Carbonate Seismology*. Publicação Especial, The Society of Exploration Geophysicists, p. 95-120.
- Matos R.M.D. 1992. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, **11**(4):766-791.
- Matos R.M.D. 2000. Tectonics evolution of the Equatorial South Atlantic. In: Mohriak W. Talwani M. (ed.). *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Geophysical Monograph, **115**:331-354.
- Mitchum Jr. R. M. Vail P. R. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 7: Seismic stratigraphic interpretation procedure. In: Payton C.E. (ed.). *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir, American Association of Petroleum Geologists, **26**:135-143.

- Mitchum Jr. R.M. Vail P.R. Thompson S. III. 1977a. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton C.E. (ed.) *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir, American Association of Petroleum Geologists, **26**:53-62.
- Mitchum Jr. R.M. Vail P.R. Sangree J.B. 1977b. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection patterns in Depositional Sequences. In: Payton C.E. (ed.) *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir, American Association of Petroleum Geologists, **26**:117-133.
- Morais Neto J.M. 1999. As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da Antéclise da Borborema. *Dissertação de mestrado*. Universidade Federal de Ouro Preto, 170p.
- Morais Neto J.M. Hegarty K.A. Karner G.D. Alkmin F.F. 2009. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **26**:1070-1086.
- Moreira J.L.P. Carminatti M. 2004. Sistemas deposicionais de talude e de bacia no Eoceno da Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **12**(1):73-87.
- Nichols G. 2001. *Sedimentology and Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, 355 p.
- Ojeda H.A. 1991. Curso de sismoestratigrafia: texto preliminar. Rio de Janeiro, Petrobras, 351p.
- Pessoa Neto O.C. 1999. *Análise estratigráfica integrada da plataforma mista (siliciclástica-carbonática) do Neógeno da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil*. Dissertação de Mestrado. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 220 p.
- Pessoa Neto O.C. 2003. Estratigrafia de sequências da plataforma mista da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(3):263-278.
- Pessoa Neto O.C. Soares U.M. Fernandes da Silva J.G. Roesner E.H. Florencio C.P. Valentin de Souza C.A. 2007. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**(2):357-369.
- Posamentier H.W. Kolla V. 2003. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research*, **73**(3):367-388.
- Rider M. 2000. *The geological interpretation of well logs*. Scotland, Interprint, 280 p.
- Severiano Ribeiro H.J.P. 2001. *Estratigrafia de Sequências – Fundamentos e Aplicações*. Editora Unisinos, Rio Grande do Sul, 428 p.
- Souza S.M. 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: 32º Congresso brasileiro de Geologia. Anais, Salvador, 5:2392-2406.
- Souza Z.S. Vasconcelos P.M. Nascimento M.A.L. Silveira F.V. Paiva H.S. Dias L.G.S. Thiede D. Carmo I.O. 2003. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of mesozoic and cenozoic magmatism in NE Brazil. In: 4º South American Symposium on Isotope Geology. *Resumos*, Salvador, p. 691-694.
- Shanley K.W. McCabe P.J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **78**(4): 544-568 p.

- Tibana P. Terra G.J.S. 1981. Seqüências carbonáticas do Cretáceo da Bacia Potiguar. *Boletim Técnico da Petrobras*, **24**(3):174-183.
- Vail P. R. Mitchum Jr. R. M. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 1: Overview. In: Payton C.E. (ed.). *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir, American Association of Petroleum Geologists, **26**: 51-52.
- Vail P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part I: Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally A.W. (ed.) *Atlas of Seismic Stratigraphy*. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, p. 1-10.
- Vail P.R. Mitchum Jr. R.M. Thompson S. III. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. In: Payton C.E. (ed.). *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir, American Association of Petroleum Geologists, **26**: 83–98.
- Van Wagoner J.C. Posamentier H.W. Mitchum R.M. Vail P.R. Sarg J.F. Loutit T.S. Hardenbol J. 1988. An overview 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*. SEPM Special Publication, **42**:39-45.
- Van Wagoner J.C. Mitchum Jr.R.M. Campion K.M. Rahmanian V.D. 1990. *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for highresolution correlation of time and facies*. American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series 7, 55 p.
- Vasconcelos E.P. Lima Neto F.F. Ross S. 1990. Unidades de correlação da Formação Açú. In: 46º Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais*, Natal, p. 227-240.
- Viviers M.R. Regali M.S.P. 1987. Estudo paleoambiental preliminar do Cretáceo da Bacia Potiguar. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(2):123-130.
- Viviers M.C. Ritcher A.J. Silva-Telles A. Jr. Moura J.A. Nascimento N.L. Dino R. Shimabukuro S. 1992. Bacia Potiguar. In: Beurlen G. (ed.), *Bioestratigrafia das bacias mesozóicas-cenozóicas brasileiras – texto explicativo das cartas bioestratigráficas*, Rio de Janeiro, Petrobras/Cenpes/Divex/Sebipe, **2**:337-408.
- Webb S.D. 1995. Biological implications of the Middle Miocene Amazon Seaway. *Science*, **269**(5222):361-362.

APÊNDICE A

Artigo científico

APÊNDICE A – Artigo científico**EVOLUTION OF THE SHALLOW AND DEEP-WATER DEPOSITS INCLUDED IN THE DRIFT REGRESSIVE SUCCESSION, UPPER CRETACEOUS TO HOLOCENE OF THE POTIGUAR BASIN (NE OF BRAZIL)**

João Augusto de Oliveira CUNHA^{a,*}, Valéria Centurion CÓRDOBA^{a,b}, Debora do Carmo SOUSA^b, Ubiraci Manoel SOARES^c, Helenice VITAL^{a,b}

^a Postgraduate Program in Geodynamics and Geophysics, Federal University of Rio Grande do Norte, Natal, Rio Grande do Norte, Brazil.

^b Department of Geology, Federal University of Rio Grande do Norte, Natal, Rio Grande do Norte, Brazil.

^c Independent Geoscientist Professional

* Corresponding author. Present address: Laboratory of Geology and Geophysics of Petroleum, Federal University of Rio Grande do Norte, University Campus, Lagoa Nova, PO Box 1596, CEP 59078-970, Natal, Rio Grande do Norte, Brazil. Tel.: +55 (084) 3342-2332 (Extension 325). E-mail address: jaugustocunha@ufrn.edu.br (João Augusto de Oliveira Cunha); vcc2018@ufrnet.br (Valéria Centurion Córdoba)

Abstract

The regressive drift succession corresponds to the last major sedimentary cycle of the Potiguar Basin, which was deposited from Late Campanian to Holocene, in a context of relative tectonic quiescence marked by more modest subsidence rates. The lithostratigraphy associated with this sedimentary cycle is denoted by the Agulha Group constituted by the Barreiras, Tibau, Guamaré and Ubarana formations. The main objective of this research was to perform a stratigraphic analysis of this regressive interval, from the perspective of the sequence stratigraphy, aiming at a better understanding of its evolution. For this purpose, during a 1-D analysis phase, it was used information of five exploratory wells. Subsequently, the information from the previous phase was integrated with the results from the seismic stratigraphy study of seven seismic lines, which was interpreted during a 2-D analysis phase. From these interpretations, five depositional sequences were identified in the studied succession. In general, in the more proximal portions, the two older sequences (1 and 2) were characterized by a preponderance of slope deposits, as

well as by strongly progradational patterns. However, the sequences 3, 4 and 5 have a more aggradational tendency and are represented by the sedimentation of shelf deposits. As regards the sequence 3, this one is marked by an expressive carbonate development, whereas the sequence 4 is related to a significant siliciclastic input. The Sequence 5, on the other hand, had its depositional configuration defined by an important stage of global eustatic rise. This eustatic rise resulted in the extensive migration of the distal deposits towards the more proximal portions. Finally, in the deep marine context, the five depositional sequences exhibit a similar framework, being characterized by the preponderance of hemipelagic successions, with the subordinated presence of gravitational flows deposits that take place mainly in the two oldest sequences (1 and 2).

Keywords: Potiguar Basin, sequence stratigraphy, drift supersequence, regressive phase, seismic stratigraphy.

1. Introduction

The evolutionary process of the Potiguar Basin began in the Neocomian, encompassing three main phases: Rift, Post-Rift, and Drift (Bertani *et al.*, 1990; Matos, 1992). During this last phase, occurred the deposition, in an open sea context, of a Drift Supersequence, which is subdivided into transgressive (Lower Albian/Early Campanian) and regressive marine phases (Late Campanian/Holocene).

The deposits associated with the regressive marine phase, the focus of this paper, had its sedimentation in a depositional framework marked by coastal, shelf, slope and deep marine systems (Pessoa Neto *et al.*, 2007). The study of this succession is very relevant for the understanding of sedimentary dynamics in shallow and deep basin contexts. In this last one, turbidite deposits of the Ubarana Formation are especially important, because they may constitute hydrocarbon reservoir rocks for the basin, as was documented in the 11th Bidding Round for oil and gas exploration of the National Agency of Petroleum, Natural Gas, and Biofuels (ANP). Similarly, an analogous petroleum system model was recorded in Oligo-Miocene turbidites from the Campos Basin (Moreira and Carminatti, 2004). Despite its importance, the seismic stratigraphic characterization of these regressive sequences was only approached in few works, highlighting those of Pessoa Neto (1999) and Pessoa Neto (2003), who exclusively studied the neogenic interval of the mentioned succession in the central-eastern part of the Potiguar Platform.

In such way, considering the importance involved in the study of the regressive drift interval, the objective of this work was to use seismic and well data to map that depositional interval in the shelf, slope and deep marine regions from the western segment of the Potiguar Basin. This mapping included the recognition of smaller order units of the sequence stratigraphy, as well as the understanding of the depositional systems that were responsible for its sedimentation. In the end, evolutionary models were idealized for these units, inserting them into a stratigraphic and temporal framework.

2. Geological background

The Potiguar Basin is located at the intersection between the east and equatorial Brazilian margins, occupying areas of the Rio Grande do Norte and Ceará states. This passive margin basin has the structural framework designated by a series of half-grabens and internal highs, limited by important fault systems that took advantage of weaknesses zones inherited from old structures of the crystalline basement (figure 1; Matos, 1992; Cremonini *et al.* 1996; Matos, 2000). Concerning the sedimentary filling of the basin, this one contains three depositional supersequences (Rift, Post-Rift, and Drift) related to the homonymous evolutionary stages. These stages were responsible for the basin formation, in the time interval that goes from Neocomian to Pleistocene (Bertani *et al.*, 1990; Pessoa Neto, 1999; Pessoa Neto *et al.*, 2007).

The drift stage was marked by low subsidence rates, being controlled mainly by thermal and isostatic mechanisms (Bertani *et al.*, 1990). During this stage, occurred the sedimentation of the Drift Supersequence (Lower Albian - Holocene) that was subdivided into transgressive and regressive marine sequences, by means of a unconformity related to an expressive erosive event during the Upper Campanian (figures 1 and 2; Françolin and Szatmari, 1987; Cremonini, 1996; Pessoa Neto *et al.*, 2007).

Pessoa Neto *et al.* (2007) identified seven depositional sequences for the entire regressive interval. The oldest sequences (Late Campanian - Early Miocene) shows a progradational pattern and are constituted mainly by slope and basin deposits. Intercalated to the sequences of the Middle Eocene - Early Miocene, still occurs a series of basic rocks corresponding to the Macau Magmatism (figures 1 and 2; Araripe and Feijó, 1994; Pessoa Neto, 1999; Pessoa Neto *et al.*, 2007).

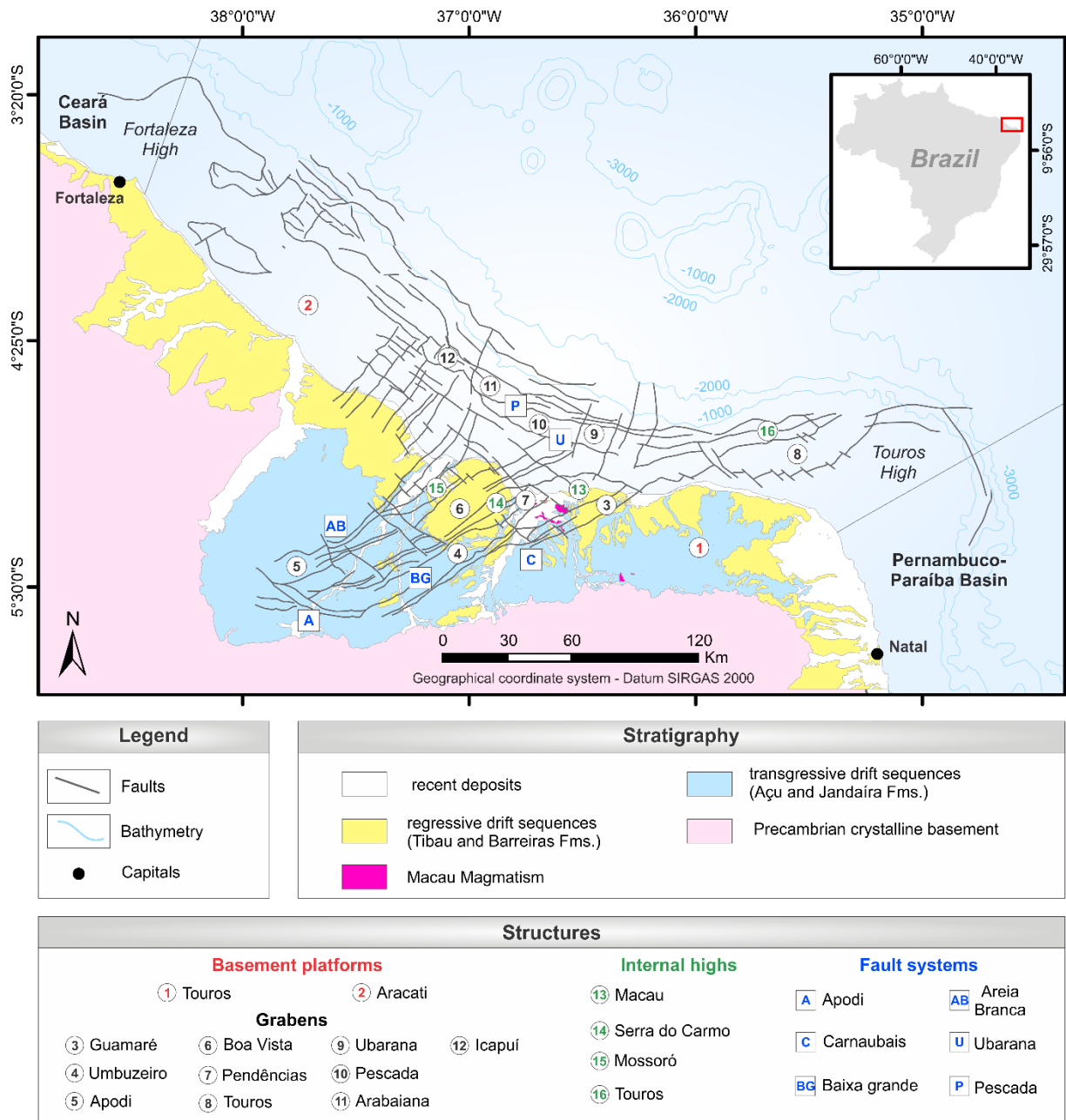


Figure 1 (2-column fitting image). Simplified geological map illustrating the outcropping portions of the transgressive and regressive sequences of the drift stage, the structural features and the limits of the Potiguar Basin. The construction of this map had a database available in the Geological Survey of Brazil (CPRM) and the Brazilian Institute of Geography and Statistics (IBGE). Information about the structures is from Françolin and Szatmari (1987), Bertani *et al.* (1990), Cremonini *et al.* (1996) and Pessoa Neto (1999).

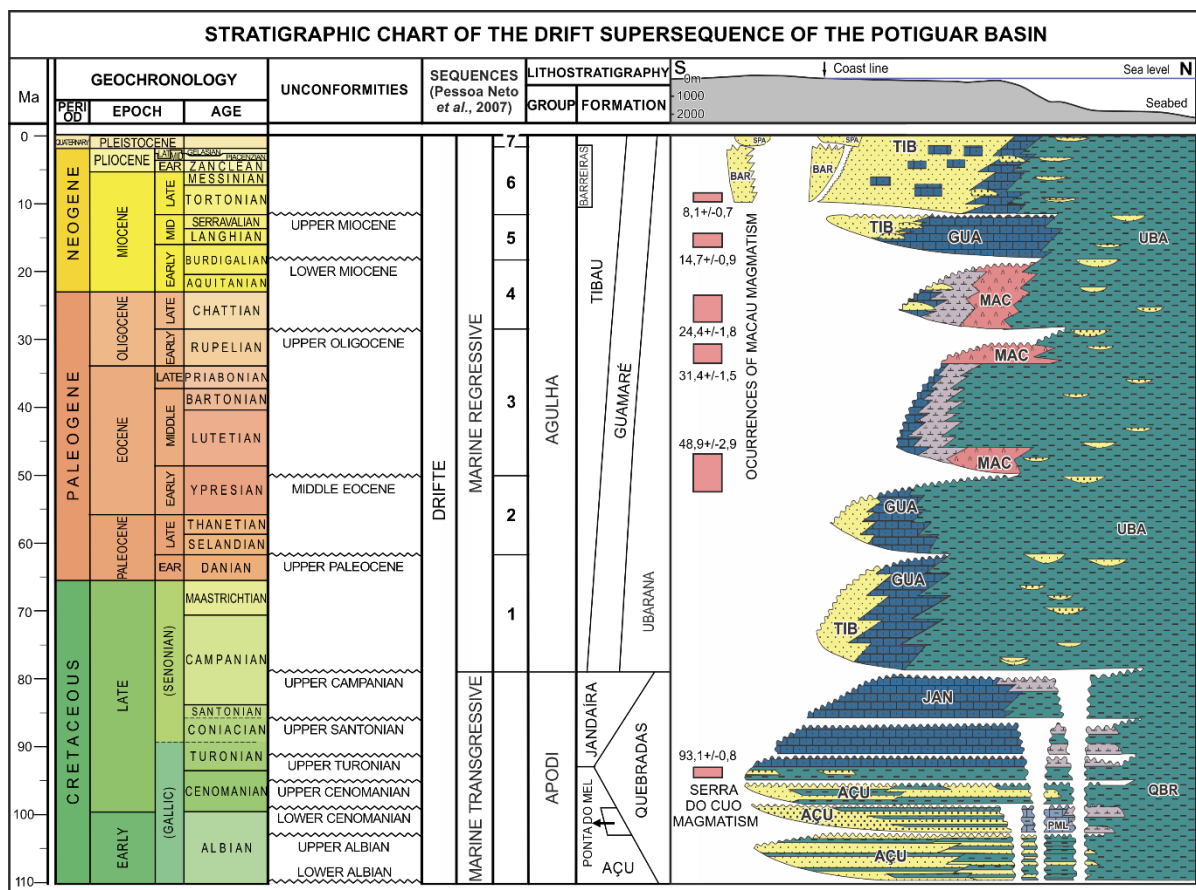


Figure 2 (2-column fitting image). Stratigraphic chart of the drift interval of the Potiguar Basin. Modified from Pessoa Neto *et al.* (2007).

Separating the oldest sequences from the younger ones (Early Miocene - Pleistocene) occurs the "Lower Miocene unconformity" (figure 2). The sequences deposited just above this unconformity have a more aggradational pattern and are composed, predominantly, by shelf successions (Jardim de Sá *et al.*, 1999). These sequences were analyzed in detail by Pessoa Neto (2003) in the eastern segment of the Potiguar Basin.

In relation to lithostratigraphy, the regressive marine depositional interval is referred as Agulha Group, which is composed of the Barreiras, Tibau, Guamaré, and Ubarana formations. The Barreiras Formation is the most continental among all and comprises siliciclastic deposits originated from a braided fluvial system that is associated to alluvial and coastal fans. Deposits of this formation interdigitate with Tibau Formations ones, which is characterized by arenitic successions assigned to coastal fans systems. In direction of the distal portions, the Tibau Formation progressively advance toward a carbonate platform named Guamaré Formation. In the most distal region of this shelf-slope-basin configuration, a thick section of mudrocks attributed to the Ubarana Formation represents the deposition in a slope and basin context (figure 2; Souza, 1982; Araripe and Feijó, 1994).

3. Data and methods

The data used in this study correspond to seven seismic reflection lines (L1, L2, L3, L4, L5, L6, and L7), already processed and migrated in time. Besides that, were also used four wells located in shallow water (P1, P2, P3 and P5) and one well in deep water (P4), including their gamma-ray logs, lithostratigraphic and chronostratigraphic information. These data are located in the Northeast region of Brazil, north of the Ceará and Rio Grande do Norte states, comprising an offshore portion of the Potiguar Basin (figure 3).

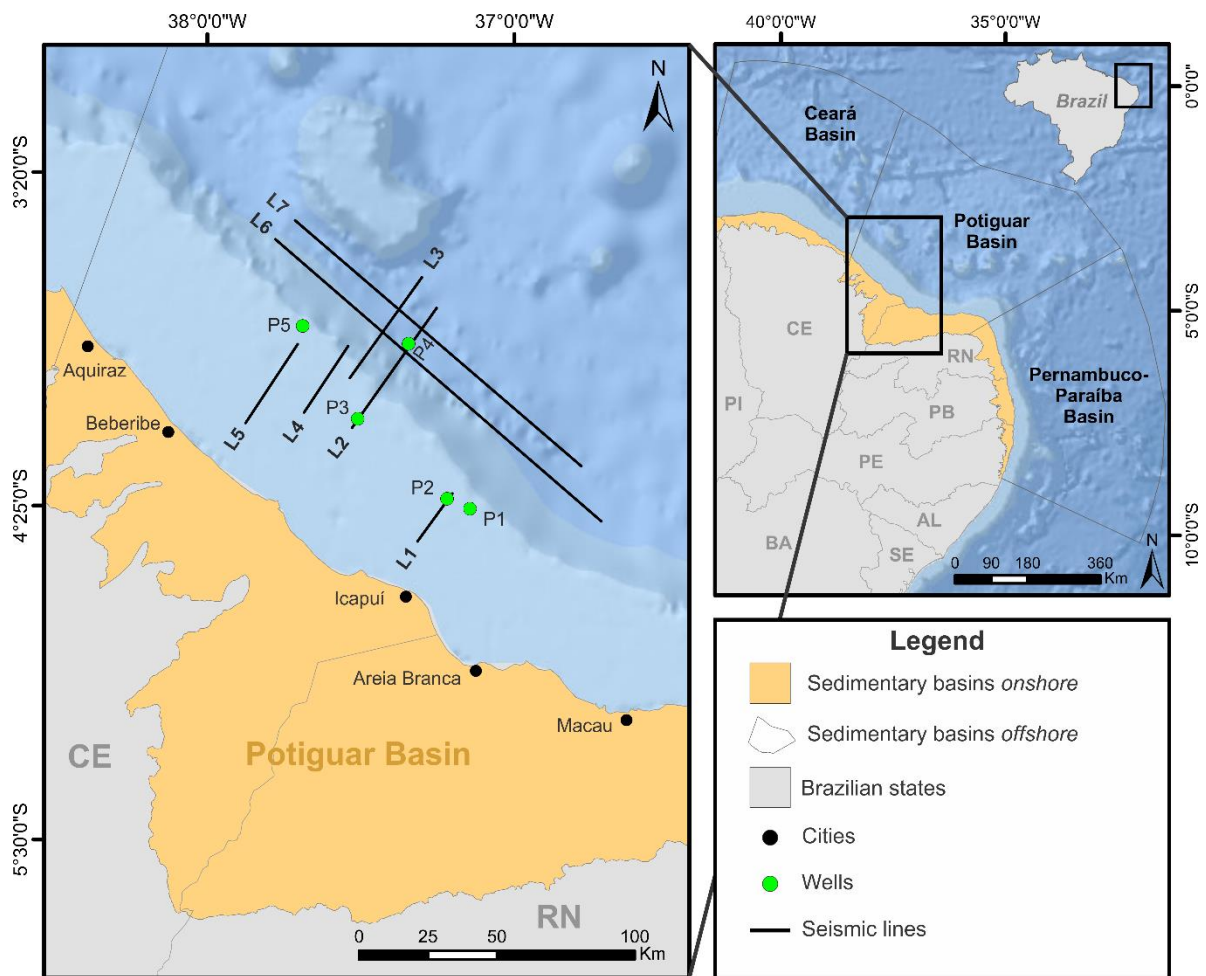


Figure 3 (2-column fitting image). Location map of lines and wells analyzed in this work. This map was constructed from a database provided by the Geological Survey of Brazil (CPRM) and the Brazilian Institute of Geography and Statistics (IBGE).

The methods applied in this work obeyed three main phases: (1) 1-D stratigraphic analysis; (2) 2-D stratigraphic analysis; and (3) integration of results. Preliminarily, it's worth mentioning that the two analyses were based on the stratigraphic model proposed by Catuneanu (2006) and Catuneanu *et al.* (2011), which describes a “depositional sequence” as a genetic unit formed by four systems tracts: lowstand systems tract (LST), transgressive systems tract (TST),

highstand systems tract (HST), and falling-stage systems tract (FSST). The last one was not considered in this study, due to the difficulty in identifying its lower limit, that is, the basal surface of forced regression.

During the first phase, 1-D diagrams were built in the software Corel Draw X8 by combining the gamma and lithological profiles of the five wells. With these diagrams, it was possible to observe the vertical arrangement of lithofacies, providing the establishment of parasequence sets, which were characterized by progradational, retrogradational or aggradational patterns. These parasequence sets, in turn, defined the systems tracts that integrated the depositional sequences instituted.

The second phase began with the loading of the seismic lines in the software OpendTect, whose functionality was extended to the application of filters (Dip Steered Median Filter and Vertical Centered Differentiation with rotated phase) that attenuated random noises and improved the quality of the seismic data. The interpreted wells were tied to the seismic lines by check-shot profiles, in which the times measured at certain depths of the wells were used to obtain the interval velocity values that, in turn, were used in the calibration of these two types of data.

Afterwards, the focus was on the stratigraphic interpretation of seismic lines, based on the methodological steps proposed by Vail (1987), Vail and Mitchum (1977), Mitchum and Vail (1977), Mitchum *et al.* (1977a), Mitchum *et al.* (1977b), Ojeda (1991) and Della Fávera (2001). The interpretation started with the identification of important chronostratigraphic surfaces through the recognition of reflector terminations and also by the expressiveness of these surfaces in the seismic data. Such surfaces delimited the seismic sequences and their internal systems tracts. Subsequently, the attention was focused on the characterization of the different seismic facies present in each identified genetic unit. These seismic facies were established based on the properties (continuity, frequency, amplitude, and configuration) showed by the different groups of reflectors and characterized by the relation with the wells.

The last phase comprised an integration of the interpretations from the two stratigraphic analyses, with the purpose of making them coherent in the 1-D and 2-D domains. This integration allowed the construction of genetic models that represent the stratigraphic evolution of the regressive drift succession of the Potiguar Basin.

3. Stratigraphic studies

3.1 1-D stratigraphic analysis

The detailed study of the lithological profiles associated with gamma-ray curves allowed the subdivision of the regressive drift deposits in five depositional sequences (figures 4 and 5), being the youngest one only recognized in the well located in the most distal portion (figure 5). In each of these genetic units were identified three systems tracts (lowstand systems tract - LST, transgressive systems tract - TST and highstand systems tract - HST), which are limited by three significant chronostratigraphic surfaces (sequence boundary - SB, maximum regressive surface - MRS and maximum flooding surface - MFS).

The systems tracts were established based on the stacking patterns exhibited by their parasequence sets so that LST and HST were related to progradational and/or aggradational patterns, whereas TST was characterized by retrogradational trends (figures 4 and 5).

The maximum regressive and maximum flooding surfaces were positioned in the changes between these stacking patterns. The first marks the transition between a progradational interval (LST), below, and a retrogradational succession (TST), above; while the second surface registers the passage between a retrogradational interval (TST) for a progradational (HST; figures 4 and 5).

Regarding the sequence boundaries, they were identified based on different criteria in the shelf regions. In the area of P2 and P3 wells, the SB1 was designated by the change of essentially carbonate lithofacies from the Ponta do Mel Formation to predominantly pelitic lithotypes of the Ubarana Formation. With respect to SB2, this one corresponds to a break in the gamma-ray profiles, marked by the passage of a portion dominated by calcarenites of the HST from the Sequence 1 to a thin interval formed mostly by pelitic rocks included in the TST of the Sequence 2. The positioning of the SB3 and SB4, in turn, was exclusively inferred based on the seismic data, as it does not exhibit much expressiveness in the gamma-ray curves. Finally, the SB5 and the SB6 were disposed at the end of the interval present in the wells (figure 4). In the deep-sea portions, the position of all sequence limits was established through biostratigraphic data from well P4 (figure 5), as well as through correlation with the seismic lines.

Just as the sequence boundaries, the associations of facies and their paleoenvironmental meanings in the systems tracts also appears different in the five sequences identified. The lower

section of the Sequence 1 is represented, in the more proximal context, by mudrocks and thin intercalations of sandstone, calcarenite, and marl attributed to the LST. This predominance of mudrocks still has repercussions in the interval above, related to the TST, but an increase in the number of calcarenite intercalations is observed. The end of the sequence is represented by HST, which shows a wide deposition of carbonate rocks (figure 4). In contrast, this sequence in a more distal context is initially designated by an interval of shale, marl, and calcilutite assigned to LST. Afterward, there is a TST consisting of sandstone, siltstone, marl and shale layers. The HST, for its part, marks the outcome of the sequence and shows a predominance of shales with some sandstone, calcarenite and calcilutite layers intercalated, which present a thickening towards the top of the tract (figure 5).

The Sequence 2 has an analogous configuration to that of Sequence 1, both in the proximal and distal contexts. However, in the shelf region, the Sequence 2 is denoted by a thin interval, with the absence of the LST. Moreover, the HST of this sequence, in the deep-marine regions, presents a greater expressiveness of pelitic rocks and a significant decrease of the sandstones, calcarenites and calcilutites intercalations, in relation to those of Sequence 1 (figures 4 and 5).

Concerning to the Sequence 3, this is constituted by a transgressive succession (TST) composed by thick layers of calcarenite and by a HST represented by thick layers of sandstone with some layers of calcarenite and shale interleaved. Differentially, the Sequence 4 is portrayed by an extensive arenitic sedimentation in both TST and HST. However, in TST, a greater presence of mudstone intercalations can be recognized (figure 4).

The youngest sequences (3, 4 and 5) have a very similar composition in the deeper zones, being represented by expressive layers of shale with some sandstone layers intercalated (figure 5).

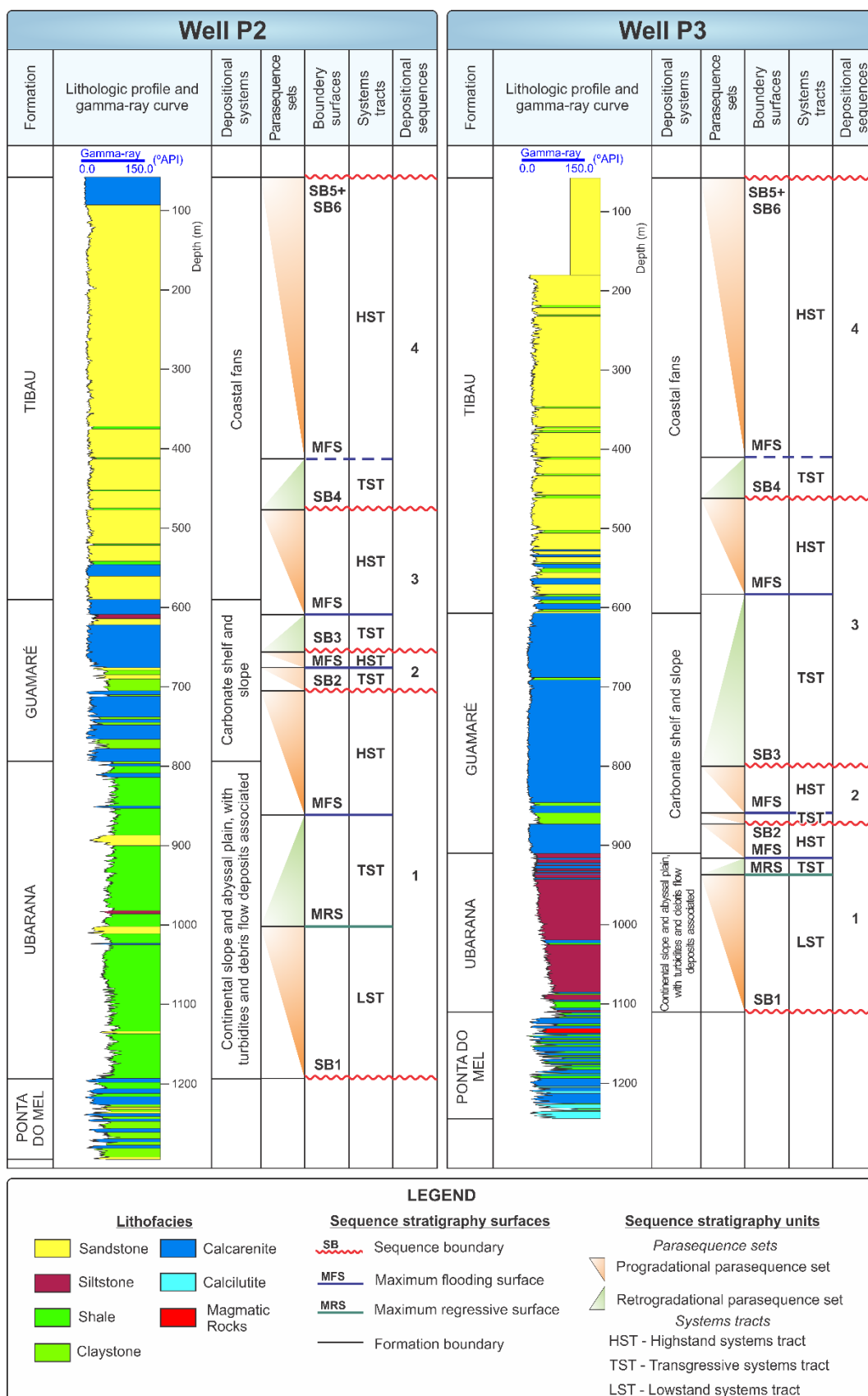


Figure 4 (2-column fitting image). 1-D diagrams of the wells P2 and P3, showing the lithologic profile combined with the gamma-ray curves, as well as the interpretations about the depositional systems, parasequence sets, boundary surfaces, systems tracts and depositional sequences. The location of this well can be consulted in figure 3.

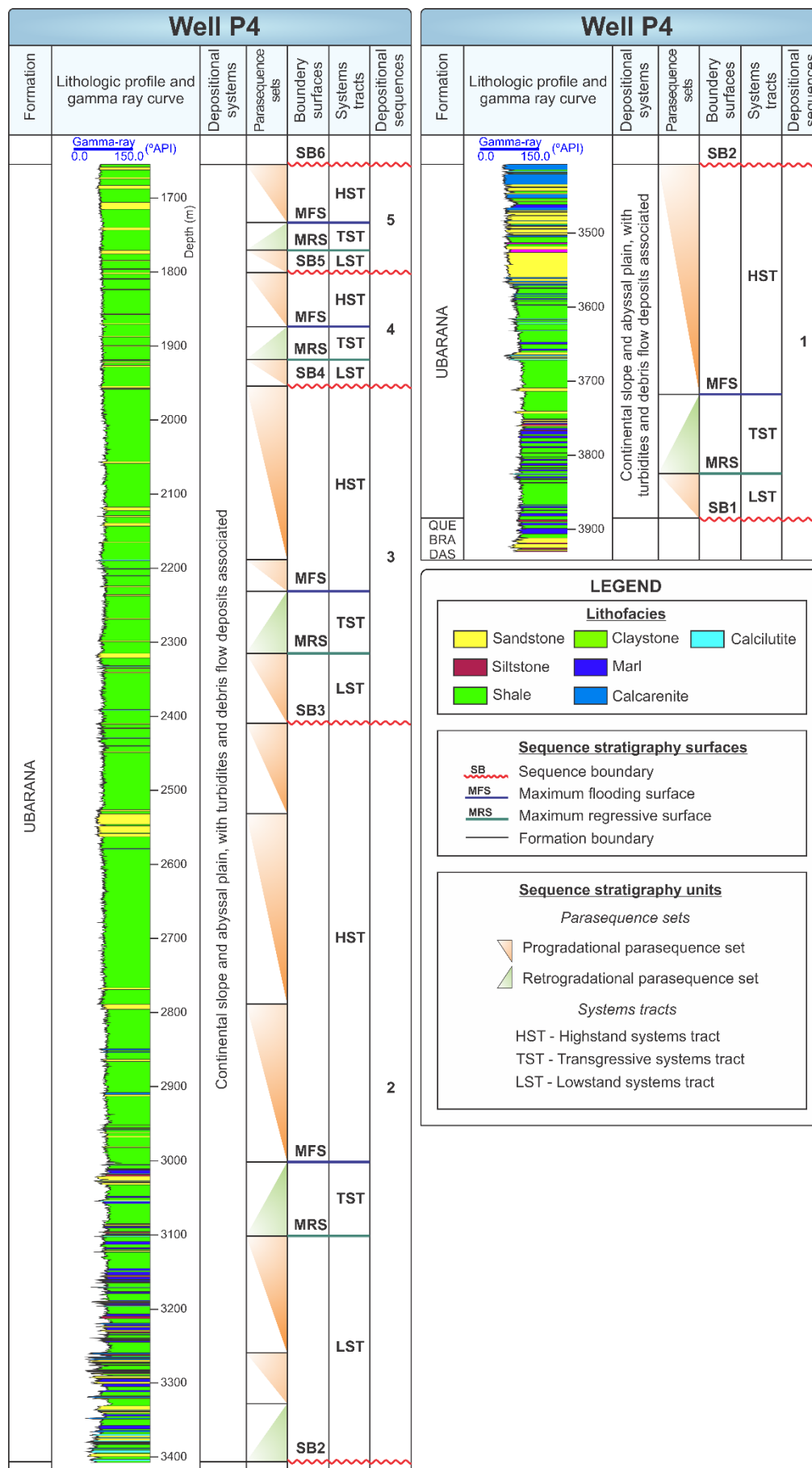


Figure 5 (2-column fitting image). 1-D diagram of the well P4, showing the lithologic profile combined with the gamma-ray curves, as well as the interpretations about the depositional systems, parasequence sets, boundary surfaces, systems tracts and depositional sequences. The location of this well can be consulted in figure 3.

3.2 2-D stratigraphic analysis

During the two-dimensional analysis, the genetic units of the sequence stratigraphy and the chronostratigraphic surfaces identified in the wells were mapped on the seismic lines L1, L2, L5, and L7. The way in which the seismic reflectors ended against each other was crucial for the recognition of the sequence boundaries (SB1, SB2, SB3, SB4, SB5, and SB6), the maximum regressive and maximum flooding surfaces. On the other hand, the patterns exhibited by the eight seismic facies, that are illustrated and described in figure 6, allowed the characterization of the five depositional sequences and their internal systems tracts, whose description will be done in the subsequent sections (figures 6, 7, 8, 9, 10, 11 and 12).

3.2.1 Sequence 1

The lower boundary of Sequence 1 (SB1) is an important unconformity that separates the transgressive drift sequences from the regressive drift ones. In the outer shelf/shelf edge, when it occurs capping the reflectors package representative of the Ponta do Mel Formation deposits, this surface is designated by a high amplitude, having a more erosive character, with some evidence of incised valleys excavations (figure 11). Distinctively, in the innermost portions of the shelf, this surface undergoes an inflection and cap the group of reflectors referring to the Jandaíra Formation deposits. In this case, the referred boundary is marked by a low amplitude and truncations of the reflectors from the succession beneath, as well as by onlaps of the reflectors from this sequence (figures 7, 8, 9, 10 and 11).

Above the SB1, the first recognized system tract was LST. This tract displays two characteristic features in these shallower areas: the proximal lowstand fans and the lowstand wedge. The first is constituted by typical mounds of the seismic facies F. Differently, the second feature is designated by the progradation of the seismic facies D toward the C, which, in turn, advances towards E. The main relations between the two features are the downlap terminations of the wedge reflectors against the fan reflectors. The LST is finalized by the MRS, whose position was inferred by the integration of the seismic data with the wells (figures 7, 8, 9, 10 and 11).

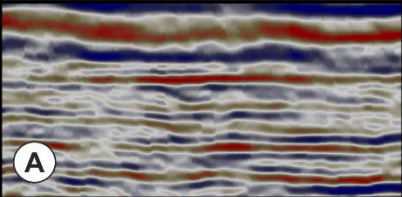
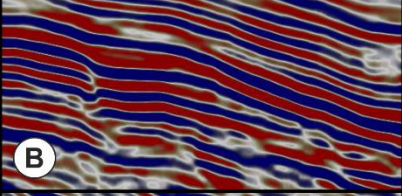
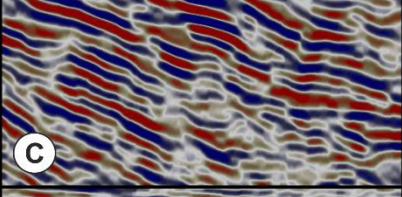
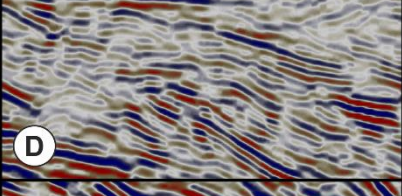
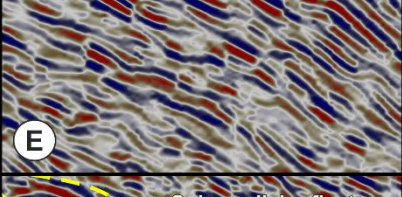
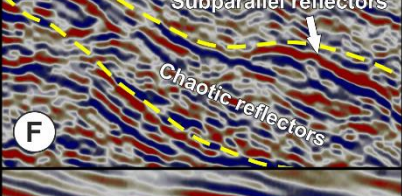
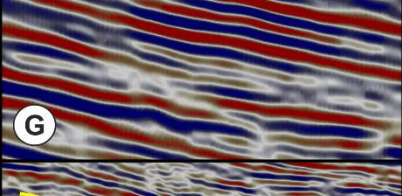
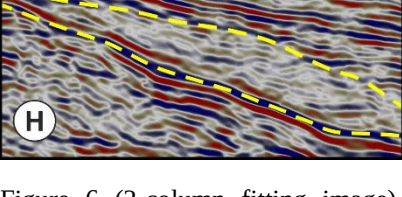
Seismic Facies	Description	Depositional Setting
	Parallel to subparallel reflectors, discontinuous, with low amplitude, high frequency and that in some portions may be transparent or chaotic. In the wells, this seismic facies corresponds to siliciclastic facies, typical of the Tibau Formation. Above this seismic facies, in the uppermost portion of the studied seismic lines, an interval with low frequency and high amplitude reflectors is observed.	Considering the depositional setting for the Tibau Formation, documented by Souza (1982) and Araripe and Feijó (1994), this reflection pattern was associated to coastal fans systems. In relation to the high amplitude reflectors in the uppermost portion, it's believed that they are the low amplitude reflectors with their altered behavior as a result of the parameterisation of the seismic survey or due to the unconsolidated sediments of the seabed.
	Parallel to subparallel reflectors, with high amplitude, high lateral continuity and intermediate frequency. In the shelf edge region, seen in seismic line L2, this seismic facies loses its typical characteristics, due to the intense fault activity in this portion. The 1D diagrams allowed to recognize a dominance of carbonate lithotypes from Guamaré Formation for this seismic facies.	According to the work of Souza (1982) and Araripe and Feijó (1994) on the Guamaré Formation, as well as on the works of Macurda (1997), which portrays high amplitude and high lateral continuity for shelf carbonate deposits, a carbonaceous sedimentation of shelf or shelf margin is inferred for this seismic facies.
	Subparallel and reasonably discontinuous reflectors, showing high amplitude and an intermediate frequency. From the 1D diagrams, this seismic facies was associated with carbonate lithotypes with intercalations of pelitic rocks (Guamaré Formation).	It's interpreted that such seismic facies comprise deposits of upper slope, based on the similarity with the progradant carbonate seismic facies in this region described by Macurda (1997).
	Mixed characteristics between seismic facies A and C, being composed by subparallel, discontinuous reflectors, as well as by high amplitude reflectors and some transparent portions. The referred seismic facies weren't sectioned by the wells, making it difficult to characterize the associated lithotypes.	It's inferred a transition zone between the siliciclastic and carbonate prograding deposits, which are located in the outer shelf/upper slope portion.
	Zone designated by low amplitude, subparallel and quite discontinuous reflectors, that exhibit a very variable frequency, tending to a chaotic configuration. The relationship with the well P3 showed a composition based on pelitic lithologies of the Ubarana Formation for this seismic facies.	This seismic facies was related to slope successions that were deposited by gravitational flows.
	It consists of a reflections set in a form of isolated or clustered mounds. The innermost part of these mounds is represented by chaotic reflectors. In contrast, the outermost portion of these features is characterized by high amplitude subparallel reflectors. In the wells, this seismic facies is related to pelitic rocks with intercalations of sandstone layers, included in the Ubarana Formation.	Comparing with the cases documented by Catuneanu (2006), the most chaotic reflectors were related with deposits of mudflows, which occur in the slope region in an initial phase of base-level fall, while the higher amplitude reflectors, superimposed on the chaotic mass, would be turbidites of high sand/mud ratio formed by high density turbidity currents, that were generated in a late and severe phase of base-level fall.
	Parallel to subparallel reflectors located in the most distal portions of the seismic lines, which are denoted by high amplitude, high frequency and significant lateral continuity. From the relation with the well P4, these reflectors were attributed to pelitic lithologies with thin intercalations of carbonate and sandstone rocks, which are included in the Ubarana Formation.	The characteristics exhibited by the reflectors, as well as the behavior of these deposits in the well profiles made possible to interpret this seismic facies as hemipelagic successions derived from suspensive processes in the deep water region, with some influence of gravitational flows from the shelf and slope portions.
	Thinner and more distal mounds in comparison to those of seismic facies F, being characterized internally by transparent patterns or by subparallel reflectors with low amplitude.	Based on the works of Bouma (2000), Posamentier and Kolla (2003) and Catuneanu (2006), this seismic facies could be interpreted as deposits of gravitational flows, specifically turbidites with low sand/mud ratio, which were originated from low density turbidity currents, whose migration takes place expressively along the basin plain.

Figure 6 (2-column fitting image). An illustrative table containing the description and the depositional interpretation of the seismic facies recognized in the analyzed seismic lines.

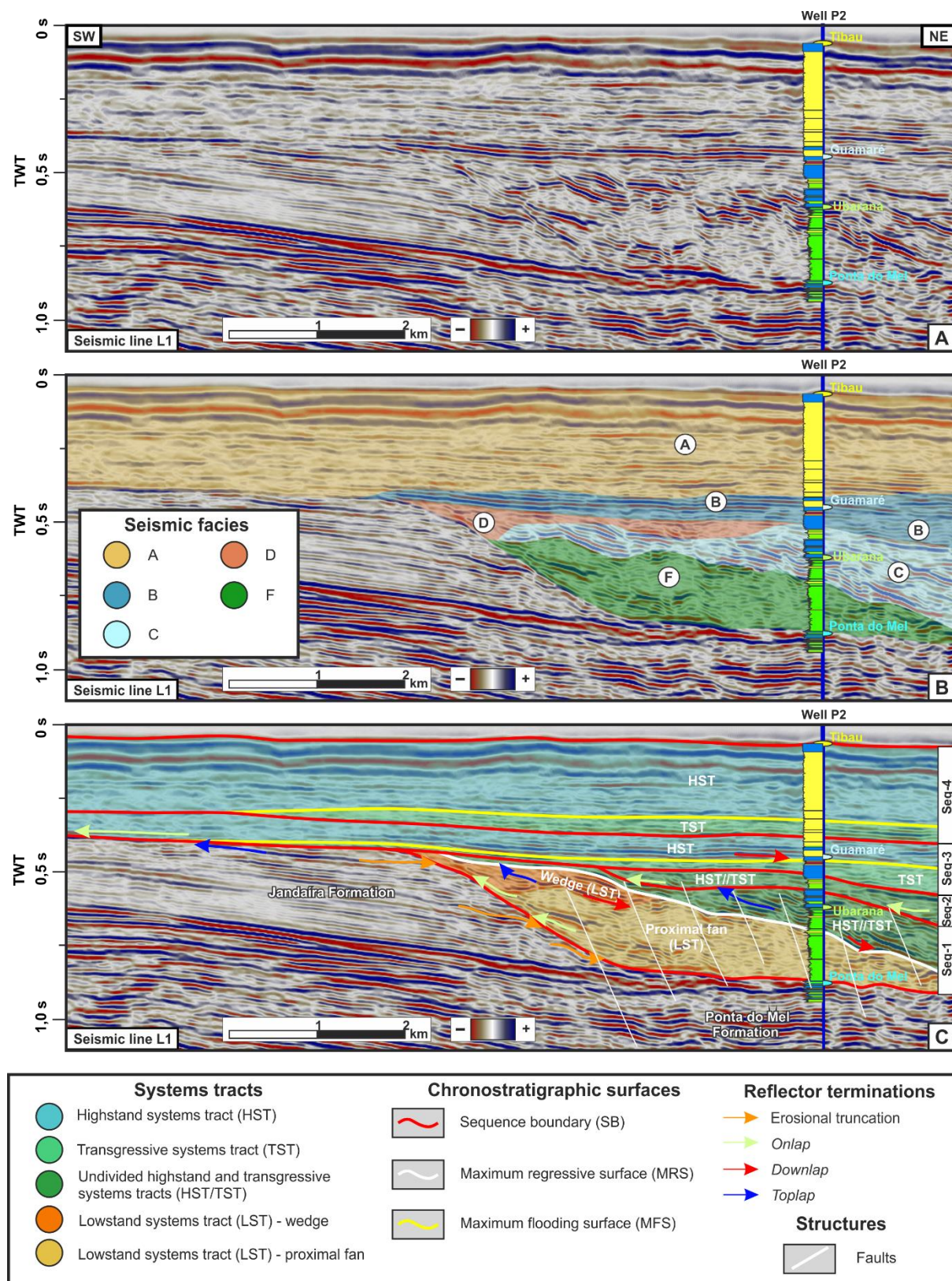


Figure 7 (2-column fitting image). Uninterpreted (A) and interpreted (B and C) seismic line L1. The image (B) shows the interpretations concerning the seismic facies and the image (C) exhibits the genetic units and chronostratigraphic surfaces from sequence stratigraphy identified in the studied interval. This seismic line is with the vertical centered differentiation filter (DCV).

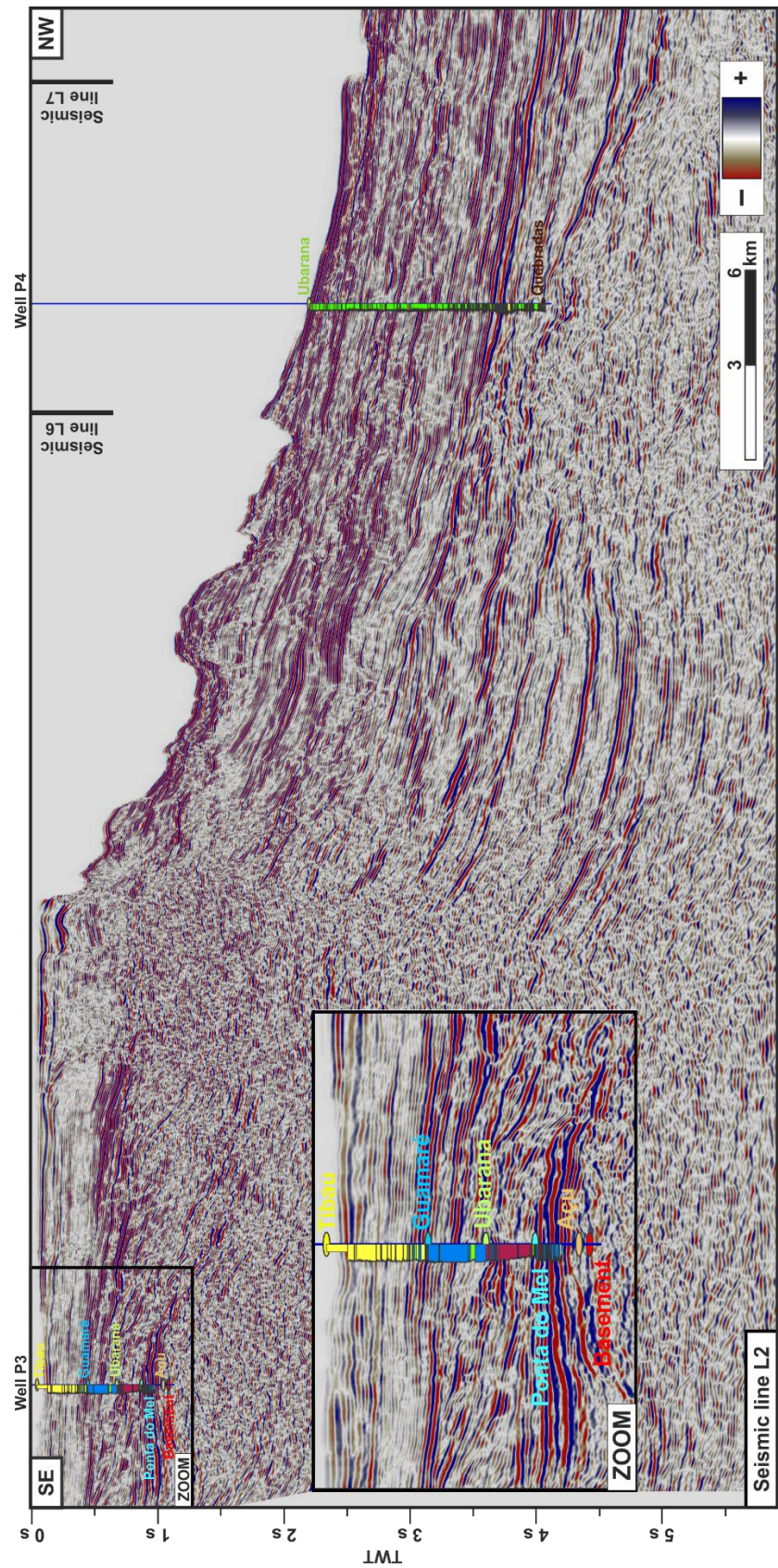


Figure 8 (2-column fitting image). Uninterpreted seismic line L2 to be used in comparison with the interpretations included in figures 8 and 9. This seismic line is with the vertical centered differentiation filter (DCV).

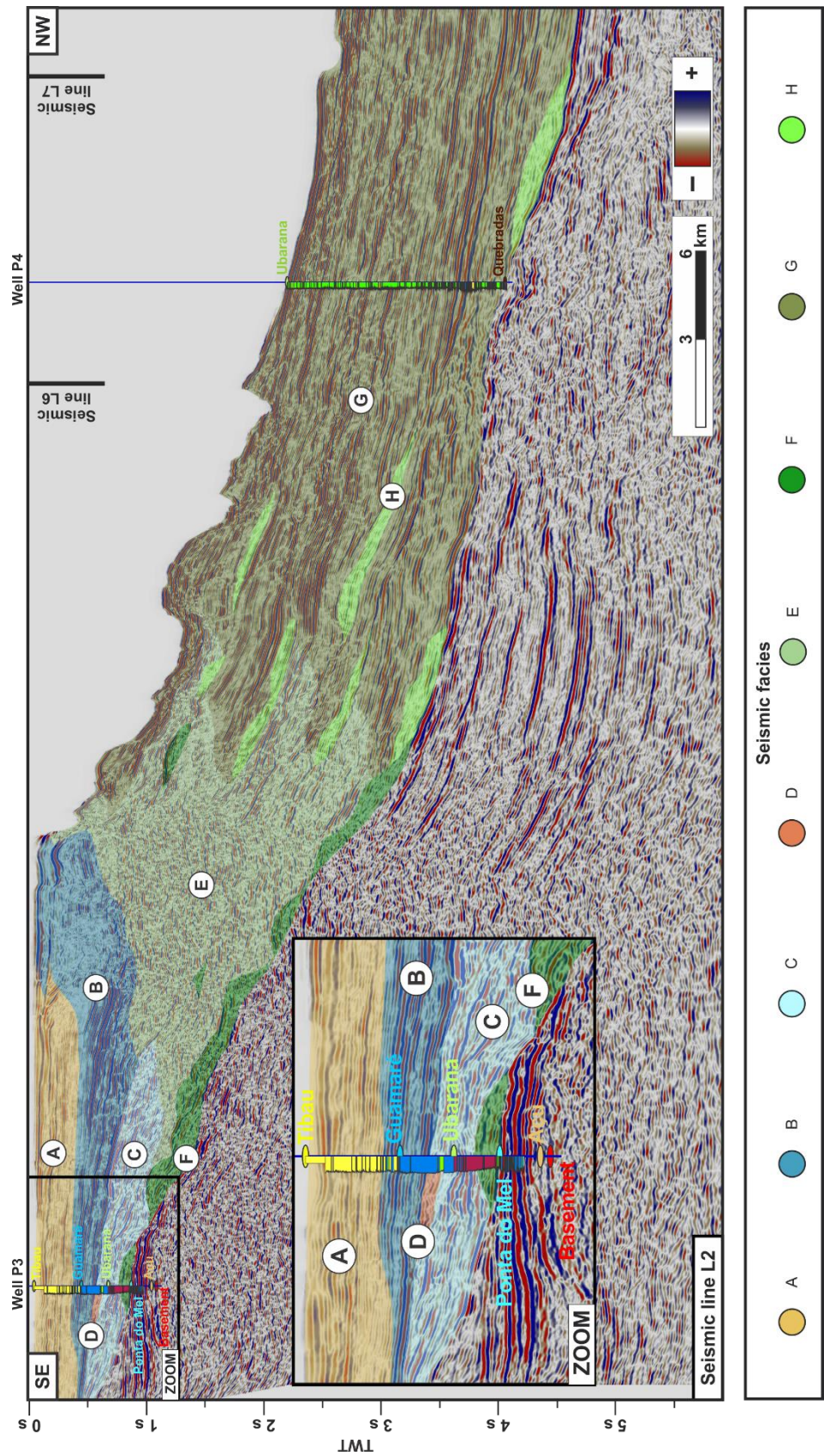


Figure 9 (2-column fitting image). The seismic facies interpreted in seismic line L2. For the better understanding of this image, it is important to compare it with figures 7 and 9. This seismic line is with the vertical centered differentiation filter (DCV).

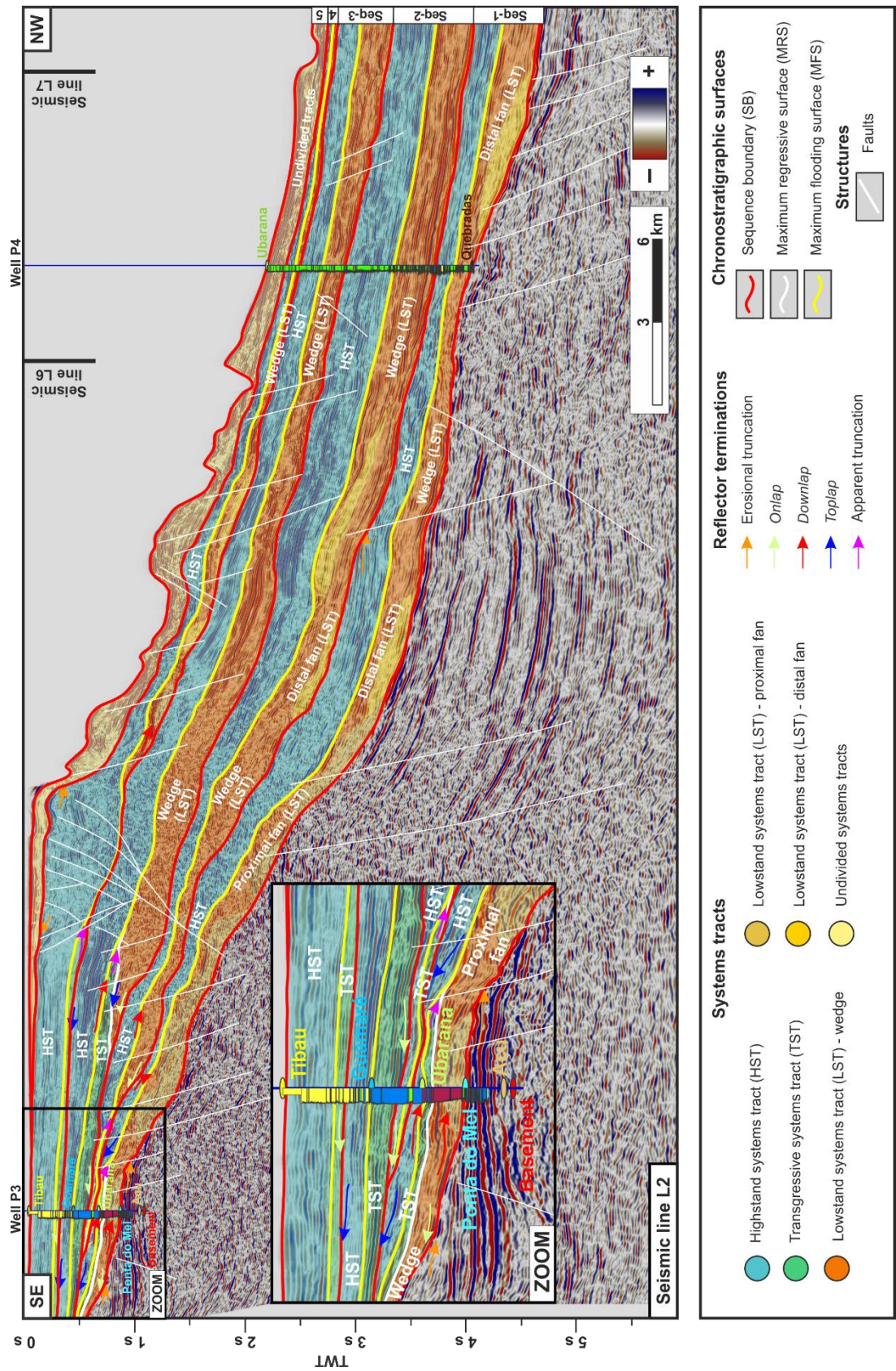


Figure 10 (2-column fitting image). The genetic units of sequence stratigraphy interpreted in seismic line L2. For the better understanding of this image, it is important to compare it with figures 7 and 8. This seismic line is with the vertical centered differentiation filter (DCV).

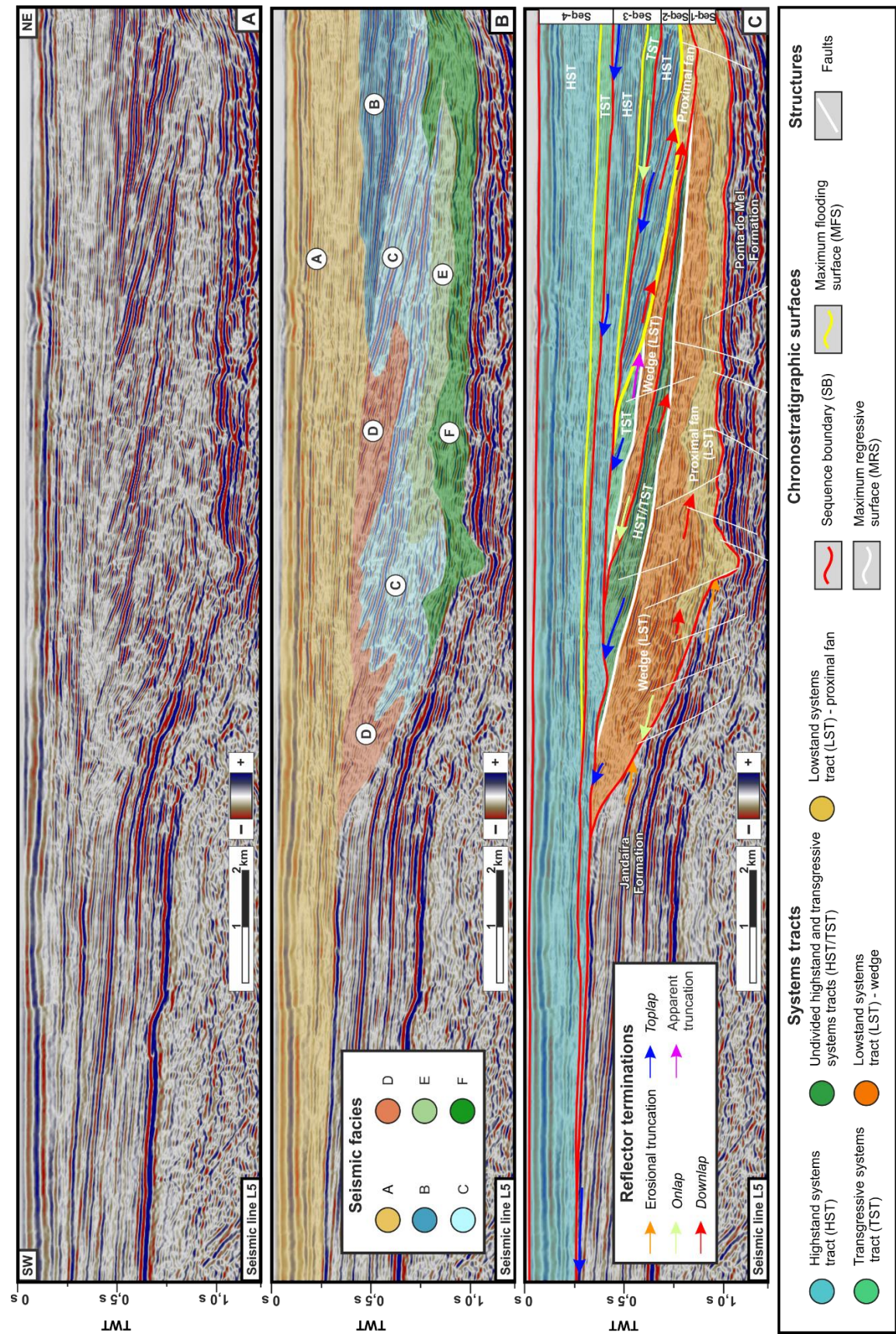


Figure 11 (2-column fitting image). Uninterpreted (A) and interpreted (B and C) seismic line L5. The image (B) shows the interpretations concerning the seismic facies and the image (C) exhibits the genetic units and chronostratigraphic surfaces from sequence stratigraphy identified in the studied interval. This seismic line is with the vertical centered differentiation filter (DCV).

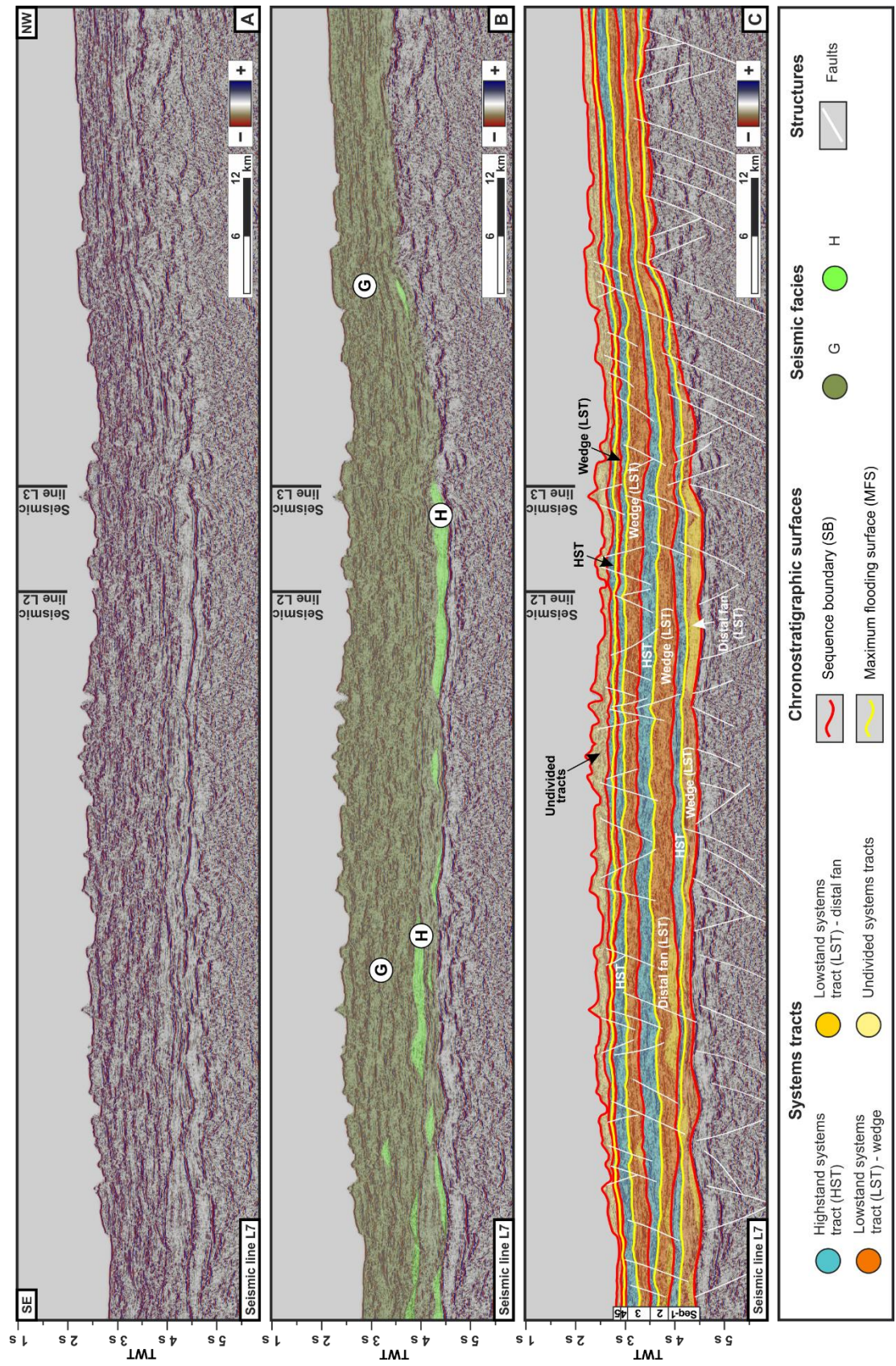


Figure 12 (2-column fitting image). Uninterpreted (A) and interpreted (B and C) seismic line L7. The image (B) shows the interpretations concerning the seismic facies and the image (C) exhibits the genetic units and chronostratigraphic surfaces from sequence stratigraphy identified in the studied interval. This seismic line is with the vertical centered differentiation filter (DCV).

After the MRS, a thin interval denoted by seismic facies C was deposited, which is conferred to a TST. This transgressive stage is concluded by the MFS that is recognized by apparent truncations of the reflectors constituents of such systems tract (figures 8, 9 and 10).

Superimposed on the MFS, there is an interval interpreted as the HST of this sequence. This systems tract has a predominantly prograding character, which is designated by the projection of the seismic facies D towards the C. The last one constitutes the dominant seismic facies and advances distally on the seismic facies E (figures 8, 9 and 10). In the lines L1 and L5, the discontinuity of the reflectors made it difficult to identify the MFS that would individualize the retrogradational interval, typical of the TST, from the progradational interval, intrinsic to the HST. In this case, it was considered an undivided TST/HST (figures 7 and 11).

In the deep-marine environment, the Sequence 1 has its lower boundary (SB1) denoted by a high amplitude and a good lateral continuity. Above this surface, occurs the LST that is characterized by deposits equivalent to the lowstand wedge and a large volume of mounds attributed to distal lowstand fans. The former is represented by the advance of seismic facies E in the direction of seismic facies G, while the deposits associated with the distal lowstand fans are designated by seismic facies H (figures 8, 9, 10 and 12).

The TST, well recognized in the shelf portions, shows a thinning tendency towards the basin so that it is represented by the MFS itself in the distal context, which joins the MRS, giving rise to a composite surface that covers the LST (figures 8, 9, 10 and 12).

Finally, the HST is characterized distally by an interval assigned to seismic facies E and G, so that the first advances towards the second (figures 8, 9, 10 and 12).

3.2.2 Sequence 2

The Sequence 2 is bounded below by the SB2, which is well distinguished, in the proximal portions, by toplap terminations of the clinoforms belonging to Sequence 1 and by onlaps of the reflectors inherent to Sequence 2 itself (figures 7, 8, 9, 10 and 11). Distinctively, the distal extension of this surface, besides being identified by an expressive amplitude and a good lateral continuity, is also marked by truncations related to the reflectors of the underlying sequence (figures 8, 9, 10 and 12).

In relation to the systems tracts of this sequence, they present the same seismic facies and characteristics of those interpreted in Sequence 1, in both the shelf and slope contexts, as well as in the deeper contexts (figures 7, 8, 9, 10 and 11), except for a small difference in behavior of the TST and the MFS.

In the shelf regions, the TST of this sequence is denoted by a narrow segment of reflectors belonging to seismic facies D, which shows a thinning towards the basin, ending through apparent truncations (figure 11). In this tract, there is still a slight incursion of seismic facies C in direction of D, with the MFS positioned at the maximum of that entrance (figure 10). Distantly, this MFS is added to the MRS, which would explain the successive downlaps of the HST reflectors against this composite surface (figures 8, 9, 10 and 11).

3.2.3 Sequence 3

The lower boundary of this sequence, named SB3, corresponds to an important angular unconformity in the shelf, evidenced by toplaps of the reflectors from Sequence 2 and by onlaps associated to the reflectors of this sequence (figures 8, 9, 10 and 11). The mentioned surface illustrates an important change in the geometry between the underlying (1 and 2) and overlapping (3, 4 and 5) sequences. As regards the geometry of the older ones (1 and 2), they exhibit their internal reflectors with upper terminations as toplaps and lower terminations as concordance or soft downlaps. This reflectors array designates a prograding wedge geometry that internally presents a tangential oblique pattern (figures 7, 8, 9, 10 and 11). Diversely, the newer sequences (3, 4 and 5) comprise an extensive succession of horizontal reflectors that pass distally to inclined reflectors. The set of these reflectors denotes a broader prograding wedge geometry relative to those of the first sequences, being characterized by a sigmoidal-oblique complex type pattern (figures 8, 9 and 10).

The LST is structured on the SB3. In the shelf and upper slope contexts, this tract exhibits clinoforms that constitute a lowstand wedge that, in turn, shows an advance of seismic facies B over seismic facies E. The LST has its outcome designated by the MRS, whose identification was possible through the toplaps related to internal progradations from the lowstand wedge (figures 8, 9 and 10).

Above the MRS, the TST is established. The main characteristic of this unit is the wide expanse of carbonate seismic facies B in direction of the more continental regions, causing a

retreat of siliciclastic seismic facies A (figures 7, 8, 9, 10 and 11). Towards the basin, this tract is thinned, causing apparent truncations (figures 8, 9 and 10). At the point of maximum expansion of the seismic facies B, was placed the MFS, marking an important transgressive event (figures 7, 8, 9, 10 and 11). This MFS is designated by a reflector with great continuity and amplitude, whose identification is conceivable through downlaps associated with overlying highstand deposits (figures 7, 8, 9 and 10).

The HST, on the other hand, was deposited above the MFS, being illustrated by a predominance of seismic facies B, which now projects towards the basin on the seismic facies E. This also results in a small progradation of the more proximal seismic facies A, in that same direction (figures 7, 8, 9, 10 and 11).

In deep-sea, the systems tracts belonging to this sequence present a different structure from that described in the more proximal portions. In that context, the LST is predominantly composed of deposits assigned to the lowstand wedge, which are denoted by the progradation of seismic facies E on G (figures 8, 9 and 10). Only in the line L7, a distal lowstand fan is recognized and it is represented by seismic facies H (figure 12). Relating to HST, this unit also exhibits a progradational pattern of seismic facies E in the direction of seismic facies G (figures 8, 9 and 10). Despite the progradational pattern described in the above-mentioned systems tracts, a greater migration of the seismic facies G towards E is observed, in comparison to sequences 1 and 2 (figures 8, 9 and 10).

3.2.4 Sequence 4

The closure of Sequence 3 and consequently the beginning of the present sequence is given by the SB4, which is well evidenced in the shelf regions by separating two intervals with a different seismic facies predominance. The interval below is marked by the seismic facies B and the superposed by the seismic facies A. In addition, the reflectors of the unit beneath exhibit toplaps against that surface (figures 7, 8, 9, 10 and 11).

The LST deposits are arranged on the LS4 and are characterized, in the most proximal portions, by an isolated fan assigned to seismic facies F and by a lowstand wedge that shows an advance of seismic facies B towards E. The conclusion of the LST is expressed by the MRS, whose identification occurred through toplap terminations from the lowstand wedge reflectors (figures 8, 9 and 10).

Above the MRS, a narrow interval conferred to the TST is observed, in which the seismic facies A and B are noticed. This tract is finalized through the MFS that was placed in a more continuous and higher amplitude reflector in the outer shelf region. Distinctly, this surface was hardly recognized in the innermost segment of the shelf, since there is no variation of seismic facies, prevailing only A (figures 7, 8, 9, 10 and 11).

The HST, in turn, overlaps the MFS that joins MRS in the most distal portion. In this systems tract, an extensive progradation of seismic facies A towards the basin (figures 7, 8, 9, 10 and 11) is observed, restricting the seismic facies B to a small strip at the shelf edge. This last seismic facies also migrates in direction of the deposits represented by seismic facies E (figures 8, 9 and 10).

The framework of this sequence in deep-sea is represented by a LST and a HST, which show the most expressive displacement of seismic facies E towards the G, seen in the analyzed lines (figures 8, 9 and 10).

3.2.5 Sequence 5

The Sequence Boundary 5 (SB5) represents the lower limit of this sequence, being a surface identified near the current shelf edge through a high amplitude reflector, as well as by erosional truncations related to the reflectors of Sequence 4 (figures 8, 9 and 10). On the inner shelf, this surface appears in addition to the SB6 and was positioned on the last reflector of the section, which also corresponds to the end of the Tibau Formation record in the wells. In the slope areas, the SB5 is evidenced by the change in the behavior of seismic facies between the succession below (Sequence 4) and above (Sequence 5; figures 8, 9 and 10).

Generically, the Depositional Sequence 5 is characterized by the most expressive migration of seismic facies G over E. This last seismic facies stays restrict to the beginning of the slope and moves softly toward seismic facies B. The slight displacement of seismic facies B in the direction to the continent causes a certain retreat in seismic facies A (figures 8, 9 and 10).

In relation to the systems tracts, they were not individualized since, in the shelf region, this sequence is influenced by high amplitude reflectors that can be associated with the seismic survey parameterization or the presence of unconsolidated sediments from the seabed. Another factor that hindered the individualization of Sequence 5 was its small thickness. Furthermore,

in the deep-sea zones, this sequence is affected by recent erosion processes, giving rise to what is called gullies. Under the circumstances, it was decided to consider the Sequence 5 as undivided (figures 8, 9, 10 and 12).

5. Discussion

The depositional history of the drift regressive succession of the Potiguar Basin began with a base-level fall stage, responsible for the development of an important erosive surface called SB1 (figure 13a). In view of the biostratigraphic data included in well P4 and the comparison with the regressive sequences models discussed by Pessoa Neto (1999), Morais Neto (1999) and Pessoa Neto (2003), this surface was associated with the "Upper Campanian unconformity". In the previous studies of the area, this unconformity has its genesis attributed to an uplift of the carbonate platform of Jandaíra Formation and its consequent erosion (Françolin and Szatmari, 1987, Cremonini, 1996, Pessoa Neto *et al.*, 2007). Morais Neto (1999) and Morais Neto *et al.* (2009) associated this uplift episode to post-distensional processes, possibly amplified by the installation of a crustal magmatic underplating in the Borborema Province.

Concomitantly with the SB1 formation, occurred the deposition of the first deposits related to Depositional Sequence 1. During the initial stages of base-level fall, there was the generation of mudflows that gave origin to mounds arranged in the continental slope (figure 13a). Subsequently, in the final stages of the base-level fall, high-density turbidity deposits were formed and positioned above the mudflows successions (figure 13a). These two deposits described above integrated the proximal lowstand fans assigned to the early LST (figure 13a).

Afterward, the late LST was consolidated, designating the beginning of the base-level rise, but with the accommodation space still lower than the sediment supply. In this context, there was primarily the establishment of distal lowstand fans, whose genesis was associated with low-density turbidity currents that moved for long distances in the basin floor (figure 13a). In addition, at the end of the late LST, the sedimentation of the lowstand wedge took place. This feature was denoted by a progradational pattern of siliciclastic successions derived from coastal fans (not observed for Sequence 1 in the seismic lines, but inferred by the composition of laterally contiguous deposits) in direction to the siliciclastic-carbonate deposits of outer shelf/upper slope, which advanced on the carbonate deposits located on the upper slope (figure

13a). Distinctly, these latter deposits still prograded on pelitic sequences of slope that, in turn, also moved towards the hemipelagic deposits (figure 13a).

After the regressive phase corresponding to the LST, the accommodation space rate started to supplant the sediment supply rate, illustrating a transgressive stage, intrinsic to the TST. This stage was marked by a predominance of carbonate successions from upper slope that exhibited a retrogradational stacking toward the siliciclastic-carbonate deposits of outer shelf/upper slope (figure 13b).

The sediment supply rate exceeded again the rate of creation of accommodation space in the course of the HST, which allowed the consolidation of a prograding wedge with the same configuration as the lowstand wedge previously described (figure 13c).

A new base-level fall, materialized as the SB2, ended the Sequence 1 and triggered the prelude of the Sequence 2 (figure 13d). It is inferred that this boundary corresponds to the Upper Paleocene or the Upper Oligocene unconformity (Pessoa Neto *et al.*, 2007). The models from Pessoa Neto (1999) and Pessoa Neto (2003) adopt the first option. In contrast, the biostratigraphic data from well P4 indicate preferentially to the Upper Oligocene unconformity.

The Sequence 2, in its turn, has the SB2 as the lower limit and resembles significantly the Sequence 1, except for the composition and volume of the proximal lowstand fans. In the Sequence 2, such fans are formed only by mudflows deposits and appear in less quantity (figure 13d). Generally, it is assumed that the evolutionary stages that gave rise to the Sequence 2 have been analogous to those of Sequence 1 (figure 13d). However, the smaller fan deposits volume in Sequence 2 may indicate that the base-level fall associated with the formation of SB2 was of a smaller magnitude than the one that generated the SB1.

Subsequently, during the Early Miocene, another important uplift event was proposed by Morais Neto (1999) and Morais Neto *et al.* (2009). This event has been associated with a magmatic pulse from the Macau Volcanism. Such uplift process associated to a subtle lowering of the global sea level curve (Pessoa Neto, 2003), would have generated a new base-level fall, resulting in the SB3 or "Lower Miocene unconformity". In the study area, this unconformity is of the angular type and is well evidenced by means of the underlying sequences 1 and 2, which had their innermost portions eroded through this event (figure 14a).

The geometry change between the underlying (1 and 2) and overlapping (3, 4 and 5) sequences from the SB3 has depositional implications (figures 13, 14 and 15), so that the

tangential oblique pattern documented in the older sequences (1 and 2) would represent periods of deposition with reduced accommodation space and of significant sediment supply (Ojeda, 1991; Severiano Ribeiro, 2001). Differently, the complex sigmoidal-oblique pattern identified in the newer sequences (3, 4 and 5) would reflect a balance between the sediment influx and the accommodation space. This change in the sequences geometry was also observed by Jardim de Sá *et al.* (1999) and Pessoa Neto *et al.* (2007).

Above the SB3, only late LST deposits were observed. The beginning of this phase was evidenced by the distal lowstand fans sedimentation (figure 14a) that are formed by low sand/mud ratio turbidites (low-density). Later, at the end of this phase, there was the progradation of the carbonate successions from shelf/shelf edge over the pelitic deposits of the slope. This last one also advanced towards the more distal deposits represented by the hemipelagites. Such progradational arrangement originated the lowstand wedge (figure 14a).

The consecutive stage was designated by an accentuated transgression (TST), which expanded the carbonate sedimentation of shelf/shelf edge towards the more proximal region, causing the retreat of the coastal fans responsible for the siliciclastic deposition (figure 14b).

During the HST, in turn, there was a continuity in the carbonate shelf sedimentation. However, due to sediment supply rate exceed again the accommodation rate, the siliciclastic deposits showed a migration, even small, toward the carbonate deposits. This last one also exhibited a progradational pattern in direction of the pelitic succession from slope that prograded over the hemipelagic deposits in the most distal zone (figure 14c).

Despite the progradational framework described for the lowstand wedge (late LST) and for the HST belonging to the Sequence 3, a general displacement of the hemipelagic deposits towards the more proximal regions was observed, in comparison to the behavior of this deposit type in the sequences 1 and 2 (figure 14c). This fact, along with the large carbonate expansion recorded in TST and HST, may indicate an expressive transgression occurred during the consolidation of this depositional cycle. According to the works of Webb (1995) and Arai (2006), this transgressive event would have happened in the Burdigalian and had a global coverage, originating an epicontinental sea that flooded vast continental areas.

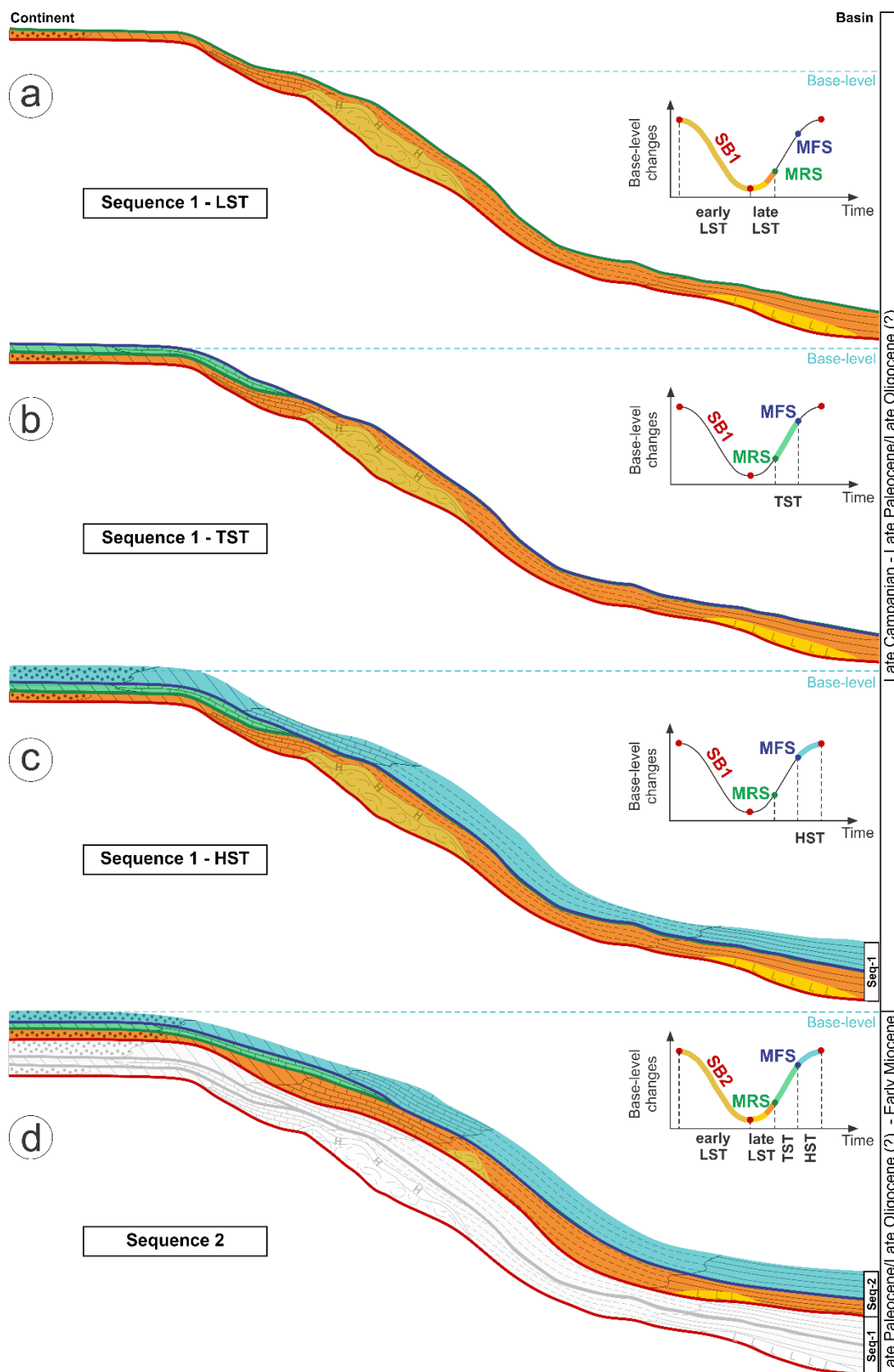


Figure 13 (2-column fitting image). Evolutionary stages involved in the sedimentation of (A) LST, (B) TST and (C) HST of the Depositional Sequence 1. On the other hand, in (D) we have the complete evolution of the Depositional Sequence 2, which is analogous to that of the Sequence 1.

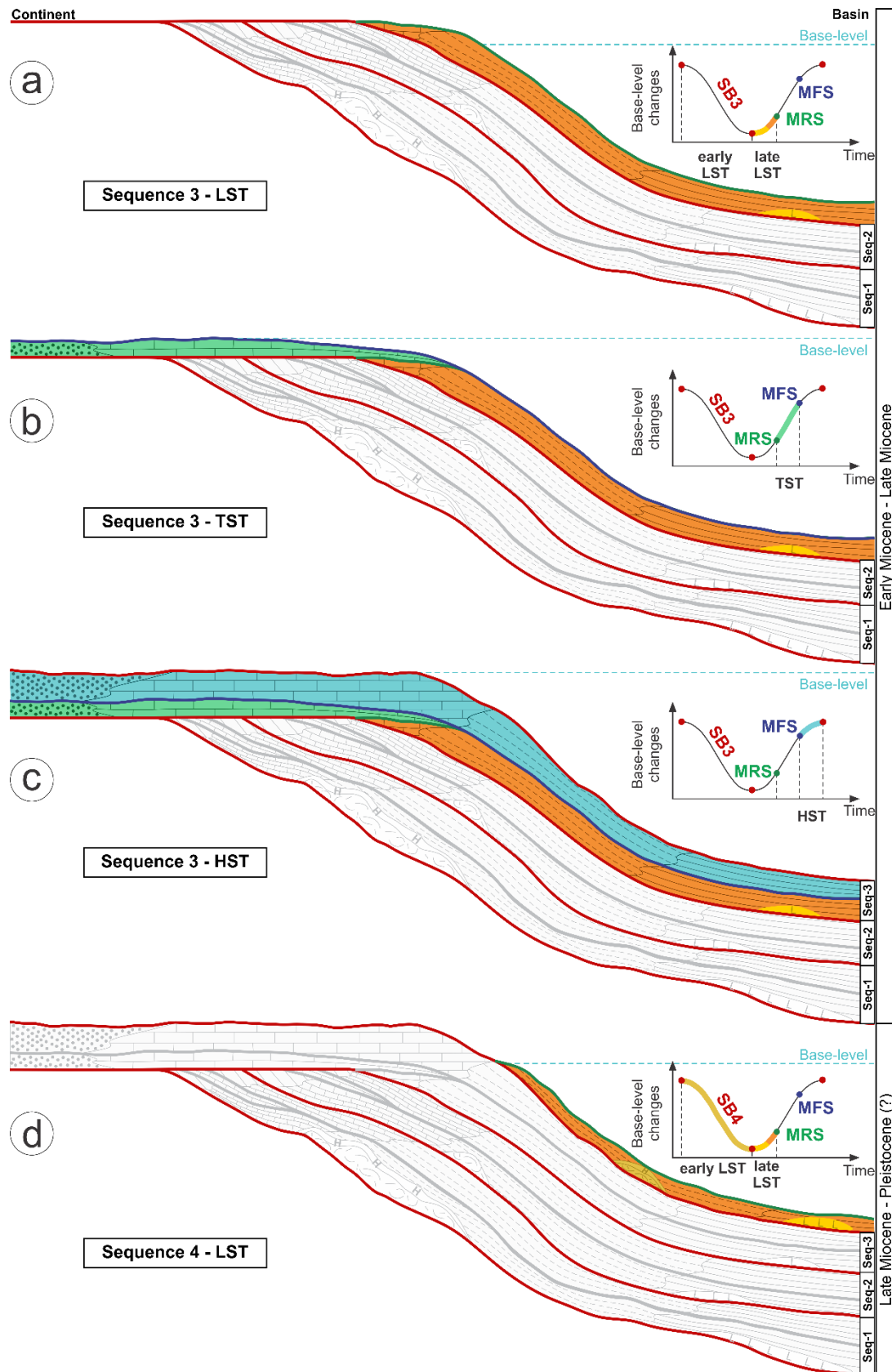


Figure 14 (2-column fitting image). This figure corresponds to a continuation of figure 13. In this image, the evolutionary stages involved in the deposition of (A) LST, (B) TST and (C) HST of the Depositional Sequence 3 are represented. In addition, (D) illustrates the beginning of the Depositional Sequence 4 through the LST.

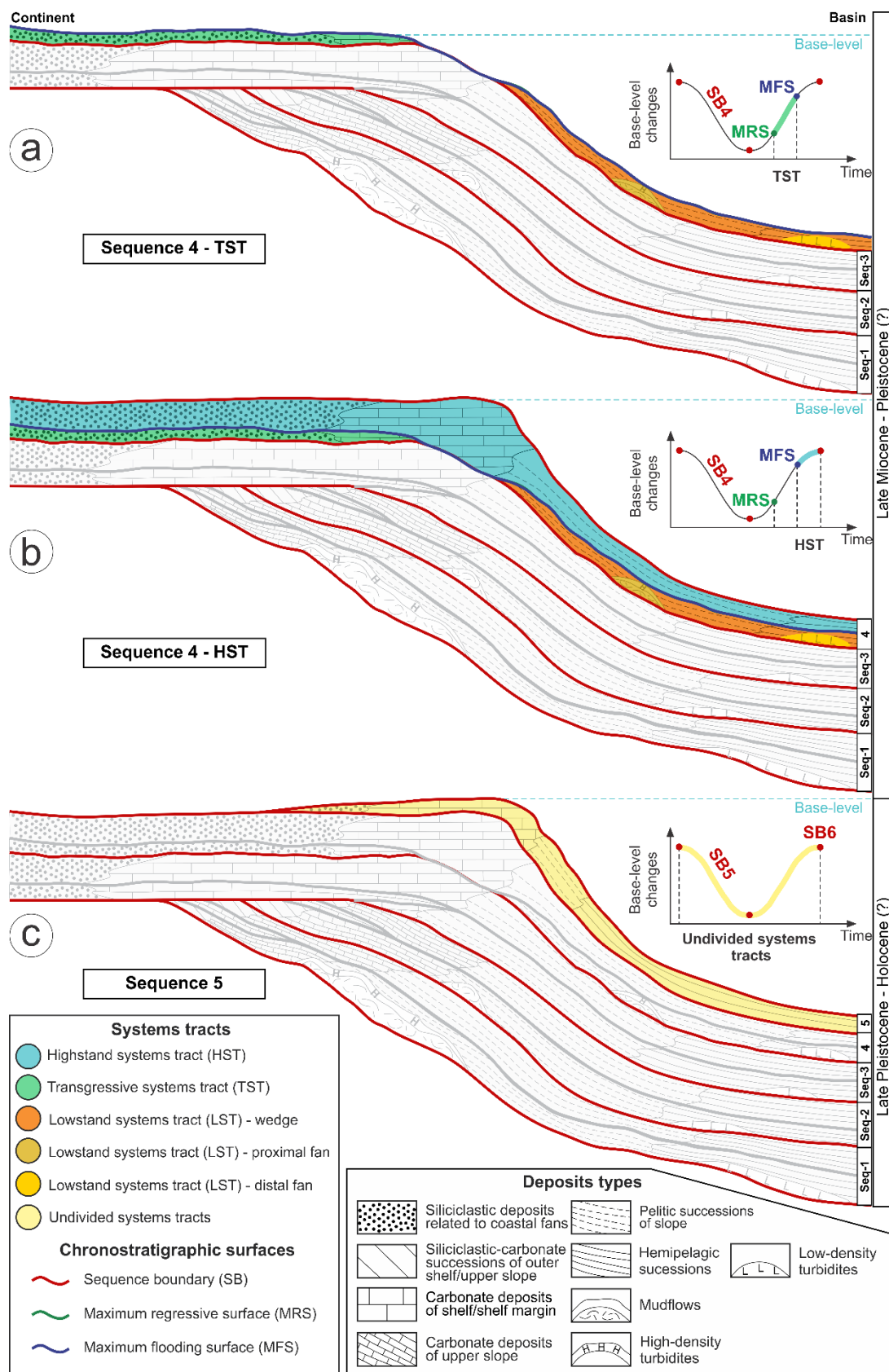


Figure 15 (2-column fitting image). This figure corresponds to a continuation of figure 14. In this image, the evolutionary stages involved in the deposition of (A) TST and (B) HST of the Depositional Sequence 4 are illustrated. Furthermore, in (C) we have the complete evolution of the Depositional Sequence 5, which ends the regressive drift interval of the Potiguar Basin.

Arai (2006) and Arai and Shimabukuro (2003) described the event that followed the deposition of Sequence 3 as the largest eustatic fall of the Neogene. According to these authors, the materialization of this event is given by the "Tortonian unconformity", also called "Upper Miocene unconformity" by Pessoa Neto *et al.* (2007), whose genesis would be associated to the formation of the Antarctic ice cap. In this work, such surface represents the SB4 that constitutes the lower limit of the homonymous sequence (figure 14d).

The Sequence 4 had its beginning represented by the LST. During the initial phase of this tract, happened the deposition of the proximal lowstand fans internally denoted by the mudflows deposits. These deposits were capped by turbidity successions of high sand/mud ratio (high-density; figure 14d). Differently, during the final phase of the LST, occurred the sedimentation of distal lowstand fans in the deeper regions, which are constituted by low-density turbidites (figure 14d). Still, in this last phase, the lowstand wedge was consolidated, being characterized by the progradation of the slope deposits over the hemipelagic ones (figure 14d).

Consecutively, a transgressive period (TST) was established, marked by the retrogradation of the carbonate deposits from shelf/shelf edge in relation to the siliciclastic successions attributed to the coastal fans (figure 15a). The observed retrogradational pattern was presented in a gentle way since there was a siliciclastic prevalence in the general scope of this sequence (figure 15a).

A more important sedimentary input defines the subsequent phase when compared to the space available for sedimentation (HST). This depositional context resulted in a wide advance of the siliciclastic sedimentation towards the basin, restricting the carbonate sedimentation to the platform edge (figure 15b). These carbonates still advanced in direction of the pelitic deposits from slope, which in turn showed the maximum migration recognized in the studied sequences towards the hemipelagic successions (figure 15b).

Many authors reported the siliciclastic preponderance during this period. Morais Neto (1999) associated its cause to a process of uplift and erosion of the Serra do Martins Formation. Pessoa Neto (2003) corroborated with Morais Neto (1999) and emphasized the fluvial influence of the Açu and Mossoró rivers in the deposition of these clastic wedges. Subsequent works, such as Lima (2008), also discussed the influence of the hot and humid climate prevailing in the Brazilian Northeast during the Middle Miocene, which would have increased the chemical weathering rate and, as a result, increased the siliciclastic input for the basin. All of these factors

combined with the already mentioned eustatic fall described by Arai (2006) and Arai and Shimabukuro (2003), would explain the siliciclastic dominance in the deposition of Sequence 4.

The conclusion of Sequence 4 was materialized by means of SB5 (figure 15c), which also marked the beginning of the newer depositional sequence. Based on the similarity between Sequence 4 of this work and the Late Miocene/Pleistocene Sequence established by Pessoa Neto (1999) and Pessoa Neto (2003), a pleistocene age was assigned for that surface, since the siliciclastic dominance recognized in these two sequences would have finished during that time. In agreement with this statement, Chapell *et al.* (1996), Chapell and Shackleton (1986) and Khan *et al.* (2015) described a period of sea level rise between the Late Pleistocene and the Holocene, which led to the greater migration of the hemipelagic deposits towards the pelitic succession of slope that also advanced over the shelf carbonates (figure 15c). This depositional cycle was called Sequence 5 and its end was given through the SB6 (figure 15c).

6. Conclusions

The use of seismic lines and well data in the stratigraphic analysis of the regressive drift succession from the Potiguar Basin satisfactorily met the objectives established for this work. From this analysis, it was possible to individualize five depositional sequences and their internal system tracts. In the end, these genetic units were inserted into an evolutionary framework, which made possible the understanding of the depositional history related to the studied interval.

The recognition of the aforementioned sequences and, especially, their subdivision into systems tracts is an unprecedented result for the regressive drift interval of the Potiguar Basin. In addition, the model developed in this work can be used to comprehend the deep and shallow marine depositional contexts of other passive margin basins with an effectively mixed sedimentation (siliciclastic-carbonate).

The facies and depositional systems recognized in the systems tracts of each identified depositional sequence can be used for inferences regarding the probable oil plays. Therefore, considering that the main hydrocarbon target related to the regressive drift succession is the turbidites included in the Ubarana Formation, it is necessary to take the proximal lowstand fans described in this study into account. These fans have high-density turbidite deposits in their

upper portion, whose constitution is based on a high sand/mud ratio, according to Catuneanu (2006). Such composition implies in a probable potentiality of these deposits in constituting reservoir rocks in the more distal contexts. Thus, knowing that the largest volume of these fans was found in Sequence 1, it is recommended that it be the most suitable for future evaluations regarding hydrocarbon prospecting.

Acknowledgments

The authors would like to thank the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) for financial support through the IODP-CAPES Program (AUXPE Geohazards e Tectonica_88887.091714/2014-01) and master scholarship to the first author. Thanks are also due to the Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) for providing the seismic and well datasets; to the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for research grant to H. Vital (311413/2016-1); and to the Federal University of Rio Grande do Norte for the infrastructure required for the data processing.

References

- Arai M. 2006. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Revista do Instituto de Geociências (USP)*, **6**(2):1-6.
- Arai M. Shimabukuro S. 2003. The Tortonian unconformity and its relation with the stratigraphic framework of the Barreiras Group and correlative units (Neogene, Brazil). In: 3º Latinamerican Congress of Sedimentology. *Abstracts*, Belém, p. 263-264.
- Araripe P.T. Feijó F.J. 1994. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**(1):127-141.
- Bertani R.T. Costa I.G. Matos R.M.D. 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e o habitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: Raja Gabaglia G.P. Milani E.J.(eds.). *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobras, Rio de Janeiro, p. 291-310.
- Bouma A.H. 2000. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, **17**: 137-143.
- Catuneanu O. 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 375 p
- Catuneanu O. Galloway W.E. Kendall C.G.St.C. Miall A.D. Posamentier H.W. Strasser A. Tucker M.E. 2011. Sequence stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, **44**(3):173-245.

- Chappell J. Shackleton N.J. 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, **324**: 137-140.
- Chappell J. Omura A. Esat T. McCulloch M. Pandolfi J. Ota Y. Pillans B. 1996. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep-sea oxygen isotope records. *Earth and Planetary Science Letters*, **141**: 227-236.
- Cremonini O.A. Goulart J.P.M. Soares U.M.O. 1996. Rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. In: 4º Simpósio do Cretáceo do Brasil. *Boletim*, Rio Claro/São Paulo, p. 89-93.
- Cremonini O.A. 1996. Evolução Tectônica da Área de Ubarana, porção submersa da Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **10**(1/4):81-97.
- Della Fávera J.C. 2001. *Fundamentos de Estratigrafia Moderna*. Rio de Janeiro, Editora da Universidade Estadual do Rio de Janeiro. 264 p.
- Françolin J.B.L. Szatmari P. 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da Margem Norte Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(2):196-207.
- Jardim de Sá E.F. Matos R.M.D. Moraes Neto J.M. Saadi A. Pessoa Neto O.C. 1999. Epirogenia cenozoica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. In: 7º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. *Anais*, Lencóis, **4**:58-61.
- Khan N.S. Ashe E. Shaw T.A. Vacchi M. Walker J. Peltier W.R. Kopp R.E. Horton B.P. 2015. Holocene Relative Sea-Level Changes from Near-, Intermediate-, and Far-Field Locations. *Current Climate Change Reports*, **1**: 247-262.
- Lima M.G. 2008. A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações paleoclimáticas e tectônicas. *Tese de Doutorado*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 251 p.
- Macurda D. 1997. Carbonate Seismic Facies Analysis. In: Marfurt P. (ed.) *Carbonate Seismology*. Publicação Especial, The Society of Exploration Geophysicists, p. 95-120.
- Matos R.M.D. 1992. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, **11**(4):766-791.
- Matos R.M.D. 2000. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In: Mohriak W. Talwani M. (ed.). *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Geophysical Monograph, **115**:331-354.
- Mitchum Jr. R. M. Vail P. R. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 7: Seismic stratigraphic interpretation procedure. In: Payton C.E. (ed.). *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir, American Association of Petroleum Geologists, **26**:135-143.
- Mitchum Jr. R.M. Vail P.R. Thompson S. III. 1977a. 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*. Memoir, American Association of Petroleum Geologists, **26**:53-62.
- Mitchum Jr. R.M. Vail P.R. Sangree J.B. 1977b. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection patterns in Depositional Sequences. In: Payton C.E. (ed.) *Seismic Stratigraphy – Applications to*

Hydrocarbon Exploration. Memoir, American Association of Petroleum Geologists, **26**:117-133.

Morais Neto J.M. 1999. As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da Antéclise da Borborema. *Dissertação de mestrado*. Universidade Federal de Ouro Preto, 170p.

Morais Neto J.M. Hegarty K.A. Karner G.D. Alkmin F.F. 2009. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **26**:1070-1086.

Moreira J.L.P. Carminatti M. 2004. Sistemas deposicionais de talude e de bacia no Eoceno da Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **12**(1):73-87.

Ojeda H.A. 1991. Curso de sismoestratigrafia: texto preliminar. Rio de Janeiro, Petrobras, 351p.

Pessoa Neto O.C. 1999. *Análise estratigráfica integrada da plataforma mista (siliciclástica-carbonática) do Neógeno da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil*. Dissertação de Mestrado. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 220 p.

Pessoa Neto O.C. 2003. Estratigrafia de sequências da plataforma mista da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(3):263-278.

Pessoa Neto O.C. Soares U.M. Fernandes da Silva J.G. Roesner E.H. Florencio C.P. Valentin de Souza C.A. 2007. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**(2):357-369.

Posamentier H.W. Kolla V. 2003. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research*, **73**(3):367-388.

Severiano Ribeiro H.J.P. 2001. *Estratigrafia de Sequências – Fundamentos e Aplicações*. Editora Unisinos, Rio Grande do Sul, 428 p.

Souza S.M. 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: 32º Congresso brasileiro de Geologia. Anais, Salvador, 5:2392-2406.

Vail P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part I: Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally A.W. (ed.) *Atlas of Seismic Stratigraphy*. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, p. 1-10.

Vail P. R. Mitchum Jr. R. M. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 1: Overview. In: Payton C.E. (ed.). *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir, American Association of Petroleum Geologists, **26**: 51-52.

Webb S.D. 1995. Biological implications of the Middle Miocene Amazon Seaway. *Science*, **269**(5222):361-362.