



COPPE/UFRJ

**SEQUÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS DO PALEOCENO E EOCENO DA PORÇÃO
CENTRAL-NORTE DA BACIA DE SANTOS, ESTADO DE SÃO PAULO**

Thais Pontes Bispo Moreira

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil.

Orientador(es): Luiz Landau

Carlos Emanuel de Souza Cruz

Rio de Janeiro
Setembro de 2009

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

SEQUÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS DO PALEOCENO E EOCENO DA PORÇÃO
CENTRAL-NORTE DA BACIA DE SANTOS, ESTADO DE SÃO PAULO

Thais Pontes Bispo Moreira

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO
LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA
(COPPE) DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE
DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE
EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Aprovada por:

Prof. Luiz Landau, D.Sc.

Dr. Carlos Emanuel de Souza Cruz, D. Sc.

Prof. Alvaro Luiz Gayoso de Azeredo Coutinho, D.Sc.

Prof. Fernando Pellon de Miranda, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL
SETEMBRO DE 2009

Moreira, Thais Pontes Bispo

Sequências Estratigráficas do Paleoceno e Eoceno da Porção Central-Norte da Bacia de Santos, Estado de São Paulo/ Thais Pontes Bispo Moreira. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2009.

XV, 113 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Luiz Landau

Carlos Emanuel de Souza Cruz

Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2009.

Referências Bibliográficas: p. 108-113.

1. Sismoestratigrafia 2. Bacia de Santos.

I. Luiz Landau, *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

Dedico esta dissertação ao meu marido Ivanilson, meu grande amor, pelo companheirismo e dedicação.

À minha querida família.

Ao meu orientador Carlos Emanuel de Souza Cruz pelos ensinamentos, amizade e paciência na passagem de conhecimentos.

AGRADECIMENTOS

“A *DEUS*”.

À minha família que sempre me apoiou e pela compreensão nos momentos de ausência, em especial aos meus queridos pais, minha madrasta, meu padrasto, minha avó e meus irmãos.

Ao meu marido pelo imenso apoio e compreensão e pela revisão do texto.

Aos meus orientadores, Dr. Luiz Landau, COPPE/UFRJ e Dr. Carlos Emanuel de Souza Cruz da PETROBRAS.

Agradeço também aos técnicos da PETROBRAS/ E&P-EXP/IABS pelo incentivo e colaboração no desenvolvimento desta dissertação, em especial a minha amiga Bibiana Tagliari, ao geofísico Élvio Bulhões por disponibilizar algumas figuras e também no auxílio da “amarração” dos poços, ao gerente Jobel Moreira, a geóloga Raquel Macedo, a geóloga Manuela Caldas, ao geólogo Claudemir Vasconcelos e a geofísica Renata Matos.

Agradeço também aos técnicos da PETROBRÁS/INTER-TEC/PRO/PR, em especial aos meus coordenadores Kátia Costa e Carlos Rodriguez, ao geofísico Fernando Roque pelo auxílio na formatação do texto e pelas discussões geológicas, ao engenheiro Luciano Morse e a geóloga Fernanda de Sá.

Aos técnicos da PETROBRAS do GBDI e GDSI responsáveis pelo carregamento das linhas sísmicas.

Agradeço também aos amigos Maria Clara Nascimento e Glauco Macedo pelo auxílio com o *abstract*, a geofísica Jaqueline da Halliburton pelo auxílio na construção das figuras e na manipulação do *software* da Landmark e ao grande amigo João Teixeira pelas discussões geológicas.

Aos amigos do mestrado em especial a Sylvia Lima.

Aos funcionários da secretaria do Programa de Engenharia Civil: Beth, Jairo e Cristina.

Ao Programa de Pós Graduação de Engenharia da COPPE/UFRJ pela oportunidade profissional a mim confiada.

Resumo da Dissertação apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

SEQUÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS DO PALEOCENO E EOCENO DA PORÇÃO CENTRAL NORTE DA BACIA DE SANTOS, ESTADO DE SÃO PAULO

Thais Pontes Bispo Moreira

Setembro/2009

Orientadores: Luiz Landau

Carlos Emanuel de Souza Cruz

Programa: Engenharia Civil

Este trabalho empregou os conceitos básicos de sismoestratigrafia para a classificação das superfícies estratigráficas, separação das sequências e dos diversos tratos de sistemas. Foram construídos mapas: de isópacas, estruturais e de sismofácies das sequências mapeadas para o melhor entendimento da evolução tectono-estratigráfica e para a definição dos ambientes sedimentares. Observou-se que a sedimentação da parte central da Bacia de Santos estava controlada pela movimentação da Falha de Cabo Frio e conseqüentemente pela halocinese, traçados na denominada calha central. Durante todo o Paleoceno e Eoceno esta calha atuou como receptoras de sedimentos. Os pulsos de soerguimento da Serra do Mar foram fonte de sedimentos clásticos para a Bacia de Santos que associados às variações eustáticas e também ao magmatismo formaram discordâncias regionais. Os sedimentos da área de estudo foram depositados principalmente durante os tratos de sistemas de mar baixo como deltas de margem de plataforma no Paleoceno e Eoceno, e secundariamente durante os tratos transgressivos e de mar alto no Mesoeoceno e Neoeoceno, caracterizando forte influência eustática ao contrário da forte influência tectônica das sequências depositadas anteriormente. A classificação dos diversos tratos de sistemas é fundamental, na indústria do petróleo, para a redução dos riscos exploratórios principalmente em áreas onde o conhecimento geológico é incipiente. Na área estudada os depósitos arenosos do trato de mar baixo foram responsáveis pela formação das principais fácies reservatório, enquanto os depósitos argilosos dos tratos transgressivos e de mar alto foram provavelmente os responsáveis pela formação de rochas selantes em direção à bacia.

Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

STRATIGRAPHIC SEQUENCES OF THE PALEOCENE AND EOCENE
CENTRAL-NORTH PORTION OF THE SANTOS BASIN, SÃO PAULO STATE

Thais Pontes Bispo Moreira

September/2009

Tutors: Luiz Landau

Carlos Emanuel de Souza Cruz

Program: Civil Engineering

This work applied the basic concepts of seismic stratigraphy to the classification of the stratigraphic surfaces, sequence splits and of the various systems tracts. Were built maps: of isopachs, structural and seismic-facies of the mapped sequences to the best tectonic and stratigraphic evolution understanding and to the definition of sedimentary environments. It was observed that Santos Basin central part sedimentation was controlled by the Cabo Frio Fault movement and consequently by halokinesis, trapped in the so called Central Trough. During the whole Paleocene and Eocene this trough acted as sediments receptor. Pulses of uplift in Serra do Mar were sources of clastics sediments to Santos Basin which associated to eustatics variation and also magmatism generated regional unconformities. The study area of sediments were deposited mainly during lowstand system tracts as shelf margin deltas in the Paleocene and Lower Eocene, and secondarily during transgressive and highstand tracts in the Middle Eocene and Late Eocene characterizing strong eustatic influence opposite to the previous deposited sequences of strong tectonic influence. The classification of various systems tracts is fundamental in the oil industry to the deduction of the exploratory risks mainly in areas where the geologic knowledge is still incipient. In the study area the sandy deposits of the lowstand systems tracts were responsible for the principal reservoir facies formation, while the shaly deposits of the transgressive and highstand tracts were probably the responsible for the formation of the seal rocks in to the basin direction.

SUMÁRIO

1.0 Introdução	1
1.1 Área de Estudo.....	2
1.2 Objetivos	3
1.2.1 Objetivos Específicos.....	3
1.3 Materiais e Métodos	4
2.0 Geologia Regional	8
2.1 Evolução Tectono-estrutural.....	8
2.1.1 Platô de São Paulo	11
2.1.2 Charneira de Santos	12
2.1.3 Falha de Cabo Frio	13
2.2 Magmatismo.....	15
2.2.1 Alto de Cabo Frio.....	16
2.2.2 Alto de Florianópolis	17
2.3 Estratigrafia	18
3.0 Aspectos Conceituais	27
3.1 Estratigrafia de Sequências.....	27
3.1.1 Eustasia.....	27
3.1.2 Nível Relativo do Mar.....	27
3.1.3 Espaço de Acomodação	28
3.2 Sismoestratigrafia.....	28
3.2.1 Fácies Sísmicas.....	31
3.2.1.1 Configurações Internas das Reflexões Sísmicas	33
3.2.1.2 Geometria externa das Fácies Sísmicas	35
3.3 Deltas de Margem de Plataforma	39
3.4 Aplicação da Estratigrafia de Sequências em Deltas.....	41
4.0 Sequências Depositionais do Paleoceno e Eoceno	46
4.1 Mapeamento Sismoestratigráfico	52

4.1.1 Sequência S1	52
4.1.2 Sequência S2	58
4.1.3 Sequência S3	61
4.1.4 Sequência S4	64
4.1.5 Sequência S5	69
4.1.6 Sequência S6	74
4.2 Aplicação dos mapas de sismofácies para classificação de ambientes deposicionais	79
4.2.1 Sismofácies de plataforma e marinho raso	80
4.2.2 Sismofácies de margem de plataforma e talude superior.....	81
4.2.3 Sismofácies de sopé do talude e bacia	82
5.0 Integração dos Dados e Discussão dos Resultados.....	89
5.1 Diagrama Cronoestratigráfico.....	96
5.2 Evolução Geológica	99
5.3 Elementos de Contribuição do Sistema Petrolífero.....	104
6.0 Conclusão	105105
7.0 Referências Bibliográficas	108108

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização da área de estudo destacada pelas linhas sísmicas na cor amarela. Com as feições geológicas que limitam a Bacia de Santos, tais como: Alto de Cabo Frio, a norte e Alto de Florianópolis, a sul.	3
Figura 1.2: Linhas sísmicas e poços utilizados na interpretação. A Falha de Cabo Frio está representada pela linha espessa.	4
Figura 2.1: Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCSB (Sistema de Riftes Cenozóico do Sudeste do Brasil): A – Paraíba do Sul; B – Litorâneo; C – Ribeira, D – Marinhos; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul. A linha vermelha se refere a localização da figura 2.2.	10
Figura 2.2: Seção sísmica da Bacia de Santos ilustrando sua charneira a oeste da qual não ocorre sedimentos cretáceos. O perfil aplainado do topo de embasamento é interpretado como Superfície de Aplainamento Japi. O primeiro refletor a se nivelar com a charneira é o do Mesoeoceno. A localização da linha sísmica pode ser vista na figura 2.1.	12
Figura 2.3: Evolução da Falha de Cabo Frio. (I) Especulação sobre o futuro desenvolvimento do mergulho da falha normal produzido pela remoção da camada de sal abaixo no flanco proximal do diápiro.	14
Figura 2.4: As principais feições estruturais: a zona de influência da Falha de Cabo Frio (<i>gap</i> ao nível do Albiano); o Alto de Cabo Frio; a Charneira Cretácea; e o magmatismo Cenozóico. O polígono vermelho indica a localização aproximada da área de estudo.	17
Figura 2.5: Mapa de anomalia gravimétrica das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. A linha pontilhada amarela é interpretada como o limite crosta continental/oceânica e o polígono preto indica alguma das áreas pouco exploradas. A linha branca representa a quebra da plataforma e a linha preta representa a linha de Charneira. BES: Bacia do Espírito Santo- AF: Alto de Florianópolis - SP: São Paulo – RJ: Rio de Janeiro.....	18
Figura 2.6: Carta Estratigráfica da Bacia de Santos. O quadrado vermelho indica o intervalo de estudo. Engloba as formações Ponta Grossa (proximal) e Marambaia (distal).	20
Figura 2.7: Carta Estratigráfica da Bacia de Santos. O quadrado vermelho indica o intervalo de estudo. Este intervalo engloba as formações Ponta Grossa (proximal) e Marambaia (distal).	21
Figura 2.8: Localização da Bacia evaporítica formada no Neopaleoceno, com destaque para a Dorsal de São Paulo, considerada uma barreira a deposição dos evaporitos.	23
Figura 2.9: Linha sísmica <i>dip</i> , do norte da Bacia de Santos. Mostrando a progradação dos deltas na plataforma durante o Paleoceno e Eoceno. Observa-se que os cânions formados durante o Neopaleoceno–Eoceno (66-63 Ma) foram preenchidos no Eoceno (55-59 Ma) e Mesoeoceno (40-43 Ma).	26
Figura 3.1: Relações de terminações de reflexões sísmicas.	31
Figura 3.2: Exemplos de fácies sísmicas baseado na amplitude, frequência, continuidade e geometria das reflexões.	32

Figura 3.3: Padrões internos de configurações de sismofácies	35
Figura 3.4: Geometrias externas características de algumas sismofácies.	37
Figura 3.5: Padrões dos refletores internos de algumas sismofácies em montiforma.	38
Figura 3.6: Localização dos vários tipos de deltas, na plataforma, de acordo com a variação relativa do nível do mar. Os deltas de Plataforma Interna foram depositados durante o trato de sistema de mar alto; os Deltas de Plataforma Média durante o trato de sistema de mar baixo inicial; o Delta de Margem de Plataforma durante os tratos de sistema de mar baixo inicial e final; e o Delta de <i>Bayhead</i> durante o trato de sistema transgressivo.	42
Figura 3.7: Deltas dominados pelo suprimento sedimentar. Observam-se deltas de margem de plataforma depositados sobre a superfície de máxima inundação associado ao trato de sistema de mar alto. O limite de sequência é posicionado no início da queda do nível do mar, sobre este limite ocorrem depósitos regressivos do trato de mar baixo inicial e final.	43
Figura 4.1: Linha sísmica <i>strike</i> 247-0046, em tempo (TWT). A área de estudo é limitada a sudoeste por uma falha lítrica. A área de estudo está situada no bloco alto desta falha lítrica. Nota-se a feição de escape de gás no poço BSS-7	49
Figura 4.2: Linha Sísmica Regional (231-0649 e 248-0017), em tempo (TWT), não interpretada.	50
Figura 4.3: Linha sísmica regional (231-0649 e 248-0017) em tempo (TWT). Observa-se as sequências deposicionais mapeadas (S1) com as terminações dos refletores sísmicos (<i>onlap</i> , <i>downlap</i> , <i>toplap</i> e truncamento erosional). A área de estudo é limitada a sudeste pela Falha de Cabo Frio. As sequências deposicionais mapeadas estão inseridas na região denominada de gap do Albiano. As maiores espessuras de sedimentos foram depositados no bloco baixo desta falha, conforme mostrado nos mapas de isópacas das sequências descritas a seguir.	51
Figura 4.4: Mapa de contorno estrutural do limite de sequência H1, em tempo (TWT). Observa-se a quebra da plataforma no tempo duplo de 2600 ms. A partir da quebra predomina curvas de nível mais apertadas caracterizando o talude. O círculo amarelo representa os poços utilizados no estudo. O limite de sequência H1 não se estende para as áreas proximais. IC (intervalo de contorno).	53
Figura 4.5: Mapa de contorno estrutural do limite de sequência H2, em tempo (TWT), com a quebra da plataforma localizada a 2400 ms. Nota-se que o limite de sequência não continua em direção a bacia, pois o mesmo é truncado pelo limite de sequência H3. Os círculos amarelos se referem aos poços estudados. IC (intervalo de contorno).	54
Figura 4.7: Linha sísmica 248-0013, em tempo (TWT). Destaca-se em vermelho a sequência S1. Na plataforma predomina as sismofácies plano paralela-subparalela (Sp), no talude superior ocorre sismofácies progradante denominada de complexo sigmoidal, enquanto em direção ao talude observa-se sismofácies caóticas (Ch).	56
Figura 4.8: Mapa de isópacas da sequência S1, em tempo (TWT). Observa-se a um depocentro a sudoeste da área de estudo de direção NE-SW. Esta sequência não prograda em direção a bacia, devido a erosão do limite de sequência superior H2, pelo limite de sequência H3. Os poços estão destacados na cor amarela. IC (intervalo de contorno).	57
Figura 4.9: Mapa de contorno estrutural do limite de sequência H3, em tempo (TWT), com a quebra da plataforma localizada a 2400 ms. Nota-se que o limite de sequência H3 não continua em direção a bacia, pois o mesmo é truncado pelo limite de sequência H4. Os círculos amarelos se referem aos poços estudados. IC (intervalo de contorno).	58

Figura 4.10: Linha sísmica 0248-0013, em tempo (TWT). O limite de sequência inferior H2 é truncado pelo limite de sequência superior H3 (no sopé do talude). O limite de sequência H3 é truncado pelo limite de sequência H4. Destaca-se em roxo a sequência S2 e em marrom a sequência S3. Nota-se sismofácies subparalela (Sp) na plataforma e complexo sigmoidal oblíqua (SO) em direção a bacia.	59
Figura 4.11: Linha sísmica 248-0020 em tempo (TWT). Observa-se na plataforma sismofácies plano-paralela a subparalela (Sp), em direção a bacia nota-se progradações associadas a deltas de margem de plataforma, com sismofácies oblíqua tangencial (Ob). A base destas progradações é dada por um refletor sísmico de alta amplitude (em amarelo) que pode estar associado a leques de assoalho de bacia.	60
Figura 4.12: Mapa de Isópacas da sequência S2, em tempo (TWT). Esta sequência é caracterizada por um depocentro de direção NE-SW. Esta sequência não avança em direção a bacia devido a continuidade restrita dos limites de sequência H2 e H3. Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).	61
Figura 4.13: Linha sísmica 248-0020 em tempo (TWT). Observa-se na sequência S3 (em marrom) a ocorrência de sismofácies oblíqua associadas aos deltas de margem de plataforma, em direção às áreas distais esta sismofácies passa para fácies caóticas. Nota-se também que o limite de sequência H4 é erodido pelo limite de sequência H5.	62
Figura 4.14: Linha sísmica 248-0017, em tempo (TWT). Observa-se o padrão <i>offlap</i> destacado pelas linhas de cor preta. Esta sequência é caracterizada por simofácies subparalela, na plataforma e sigmoidal, no talude superior.	63
Figura 4.15: Mapa de isópacas da sequência S3, em tempo (TWT). Destaca-se o <i>trend</i> estrutural de direção NE-SW que serviu como captador dos sedimentos do Paleoceno. Observa-se que esta sequência está erodida a sudoeste da área de estudo (linhas sísmicas 248-0020 e 248-0021). Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).	64
Figura 4.16: Linha sísmica 248-0013, em tempo (TWT). Observam-se cânions na plataforma externa sendo preenchidos pelos sedimentos do Eoceno e Mesoceno. Observa-se as feições progradantes sobre o cânion.	65
Figura 4.17: Mapa de contorno estrutural do limite de sequência H4, em tempo (TWT). Este mapa mostra que o horizonte H4 está ausente a sudoeste da área de estudo, não apresentando registro na parte proximal da bacia. A quebra da plataforma está localizada a 2400 ms. Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).	66
Figura 4.18: Linha sísmica 248-0017, em tempo (TWT). Observa-se o padrão <i>offlap</i> da sequência S4 (em roxo), relativo ao limite de sequência H5. Nota-se também a variação das sismofácies em direção a bacia. Na plataforma sismofácies plano-paralela-subparalela, no talude superior (sismofácies Oblíqua (Ob) e de montiforme de escorregamento (M)). Em direção a Falha de Cabo Frio nota-se um depocentro, que pode estar associado a feição sísmica <i>push down</i> , localizado abaixo do cânion submarino.	67
Figura 4.19: Linha sísmica 248-0013 em tempo (TWT). Observa-se a variação das sismofácies em direção a bacia. Com padrão de sismofácies subparalela (Sp) na plataforma, Oblíqua (Ob) e caótica (Ch) no talude superior e divergente (D) e caótica (Ch) no sopé do talude.	68
Figura 4.20: Mapa de isópacas da sequência S4, em tempo (TWT), com os depocentros localizados a sudoeste e sudeste enquanto em direção a plataforma apresenta espessura encontra-se reduzida. Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).	69

Figura 4.21: Mapa de contorno estrutural do limite de sequência H5, em tempo (TWT), com a quebra da plataforma a 2400 ms. Observa-se a grande extensão areal deste limite de sequência que abrange a plataforma, o talude e a bacia. Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).	70
Figura 4.23: Linha sísmica 248-0020 em tempo (TWT). Observa-se mudança no padrão das sismofácies na sequência S5. Plano paralela a subparalela (Sp), na plataforma, passando para sismofácies <i>wavy</i> (W) (talude superior) e <i>hummocky</i> (H) (sopé do talude). Nota-se configuração interna contornitos de montiforma (M) em direção às áreas distais.	73
Figura 4.24: Mapa de isópacas da sequência S5, em tempo (TWT), com depocentro a sudeste, com tendência de diminuição de espessura para noroeste. Note a espessura reduzida na área sudoeste. Observa-se grande espessura de sedimentos de norte-noroeste que provavelmente prograda para sudeste. OS poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).	74
Figura 4.25: Mapa de contorno estrutural do limite de sequência H6, em tempo (TWT), mostrando a quebra da plataforma a 2000ms. Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).	75
Figura 4.26: Limite de sequência H7, em tempo (TWT). Nota-se a grande extensão areal desta discordância. A quebra da plataforma situa-se a 2400 ms. . Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).	76
Figura 4.27: Linhas sísmicas 231-0649 e 248-0017, em tempo (TWT). Observa-se na plataforma sismofácies plano-paralela e subparalela. Nota-se progradações e terminações em <i>downlap</i> na plataforma. Estas progradações estão associadas ao trato de sistema de mar alto.	78
Figura 4.28: Mapa de isópacas da sequência S6, em tempo (TWT). Observa-se depocentros localizados a sudeste, sudoeste e em direção a plataforma.	79
Figura 4.29: Mapa de sismofácies da sequência S1. Observa-se a presença de deltas de margem de plataforma com sismofácies complexo sigmoidal oblíquo. Devido ao truncamento do limite de sequência H2 no limite de sequência H3, esta sequência não alcança as áreas mais distais. Os círculos de cor preta indicam o local de análise da sismofácies. As siglas de cada sismofácies estão representadas na tabela 1.2.	83
Figura 4.30: Mapa de sismofácies da sequência S2. Nota-se um pequeno recuo da quebra da plataforma em relação a sequência S1. Observa-se também deltas de margem de plataforma localizados no talude superior. As sismofácies de complexo sigmoidal oblíquo na parte sudeste grada em direção a sudoeste para sismofácies oblíqua sigmoidal. . Os círculos de cor preta indicam o local de análise da sismofácies. As siglas de cada sismofácies estão representadas na tabela 1.2.	84
Figura 4.31: Mapa de sismofácies da sequência S3. Observa-se um avanço da quebra da plataforma em relação a sequência S2. Nota-se a mudança da sismofácies de deltas de margem de plataforma, que passam de sigmoidal a sudeste para oblíqua tangencial a sudoeste. . Os círculos de cor preta indicam o local de análise da sismofácies. As siglas de cada sismofácies estão representadas na tabela 1.2.	85

Figura 4.32: Mapa de sismofácies da sequência S4. Nota-se um avanço da quebra da plataforma da sequência S4 em relação a sequência S3. Observa-se que os progradam em direção a bacia, alcançando as áreas mais distais do que as sequências depositadas anteriormente. . Os círculos de cor preta indicam o local de análise da sismofácies. As siglas de cada sismofácies estão representadas na tabela 1.2.	86
Figura 4.33: Mapa de sismofácies da sequência S5. Nota-se um recuo da quebra da plataforma em relação a sequência S4. Mudança das sismofácies progradantes, com deposição de sismofácies sigmoidal de mais baixa energia a sudeste para sismofácies oblíqua tangencial de mais alta energia a sudoeste. . Os círculos de cor preta indica o local de análise da sismofácies. As siglas de cada sismofácies estão representadas na tabela 1.2.	87
Figura 4.34: Mapa de sismofácies da sequência S6. Nota-se o avanço da quebra da plataforma em direção a bacia em relação a sequência S5. Esta sequência é de caráter progradacional. Não observa-se os deltas de margem de plataforma característicos das sequências inferiores. . Os círculos de cor preta indica o local de análise da sismofácies. As siglas de cada sismofácies estão representadas na tabela 1.2.	88
Figura 5.1: Mapa de isópacas da sequência paleocênica em tempo (TWT), mostrando o depocentro localizado a sudoeste, com diminuição da espessura dos sedimentos em direção a sudeste. Nota-se também um <i>trend</i> estrutural de direção NE-SW que serviu de depocentro para as sequências S2 e S3. Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).	93
Figura 5.2: Mapa de sismofácies da sequência do Eoceno, em tempo (TWT). Observa-se a maior espessura de sedimentos localizados a sudeste. Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).	94
Figura 5.3: Mapa de isópacas total, em tempo (TWT), das sequências mapeadas. Os depocentros estão localizados a sudeste (referentes aos sedimentos do Eoceno) e a sudoeste (referentes aos sedimentos do Paleoceno). Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).	95
Figura 5.4: Diagrama cronoestratigráfico de Wheeler a partir das linhas sísmicas, em tempo, 231-0649 e 248-0017. Foram realizadas correlações dos limites de sequência mapeados nesta dissertação com a carta global eustática.	98
Figura 5.5: Mapas sísmicos (time slice) da sequência S5. A figura 5.5 (A) está a 1811 ms e a figura 5.5 (B) a 1848 ms. Observa-se nestes mapas a progradação do sistema fluvial sobre o sistema de praia. Nota-se portanto que esta sequência apresenta feições regressivas com sedimentos indo depositar em direção a bacia. (Figura cedida por Bulhões).	102
Figura 5.6: Mapa sísmico (<i>horizon slice</i>). Este mapa mostra a localização dos ambientes sedimentares na sequência S5. Nota-se feições sísmicas correlacionadas ao sistema fluvial, cordões litorâneos e ravinas, localizados na plataforma. A linha vermelha, no mapa sísmico, indica a localização da linha de costa. A figura sísmica destacada pelo polígono vermelho mostra a localização do horizonte (em amarelo) utilizado para a construção do mapa sísmico. A linha rosa está relacionado ao limite de sequência H6.	103

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1: Hierarquias baseado na duração dos ciclos estratigráficos	6
Tabela 1.2: Tipos de configurações internas das sismofácies e terminações estratais presentes na área de estudo com as respectivas siglas utilizadas nos mapas de sismofácies (Modificado de Macurda, 2007).	7
Tabela 4.1: Cores dos refletores dos limites de sequências e sequências mapeados e suas respectivas denominações na área de estudo.	47

1.0 Introdução

O estudo da parte central da Bacia de Santos será útil a comunidade geológica devido aos poucos trabalhos publicados, referentes a estratigrafia de sequências, com ênfase em sismoestratigrafia. No entanto à escassez de dados liberados de poços e de linhas *strike* é um fator limitante na construção da evolução geológica da área estudada e na proposição de soluções referentes a identificação de rochas reservatório e selantes.

O objetivo deste trabalho é realizar uma análise sismoestratigráfica na parte central da Bacia de Santos, no intervalo do Paleógeno mais especificamente no Paleoceno e Eoceno, utilizando os princípios de sismoestratigrafia definido pelo grupo de geofísicos da Exxon durante a divulgação do *Memoir 26* da AAPG em 1977.

Este trabalho consistiu na identificação dos limites de sequências através das terminações dos refletores sísmicos: *onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamento erosional e na construção de mapas de isópacas e de sismofácies, além de um arcabouço cronoestratigráfico de uma seção sísmica representativa.

Segundo Catuneanu (2006), a aplicação dos fundamentos da estratigrafia de sequências em áreas estruturadas dificulta a interpretação das terminações dos refletores sísmicos, portanto foi escolhida uma área em que a halocinese não é tão acentuada, o que implicou em uma área de estudo reduzida, limitada a sudeste pela Falha de Cabo Frio.

Foi possível definir seis sequências deposicionais, de acordo com a classificação de Vail *et al.* (1991) *apud* Karam (2005), sendo três sequências de terceira ordem para o Paleoceno (S1, S2 e S3) e três sequências de segunda ordem para o Eoceno (S4, S5 e S6).

As sequências deposicionais definidas do Paleoceno e Eoceno Inferior (S1, S2, S3 e S4) foram formadas durante os tratos de sistemas de mar baixo inicial e final. O trato de sistema de mar baixo inicial é caracterizado por grandes rebaixamentos, que pode estar associada aos pulsos de soerguimento da Serra do Mar, capaz de gerar fontes de sedimentos arenosos para a bacia. Nestas sequências os depósitos referentes ao trato de sistema de mar baixo inicial são representados pelos deltas de margem de plataforma.

As sequências do Eoceno Médio e Superior (S5 e S6) são representadas pelos tratos de sistema de mar baixo e transgressivo com posterior afogamento e deposição de sedimentos do trato de sistema de mar alto. A sequência correlacionada ao Eoceno

Médio (S5) apresenta deltas de margem de plataforma formados durante o trato de sistema de mar alto. A classificação de deltas de margem de plataforma durante o trato de sistema de mar alto só é possível devido à alta taxa de suprimento sedimentar existente durante o Eoceno.

A muralha de sal localizado a sudeste, próximo a Falha de Cabo Frio, foi um dos limitantes para a progradação dos sedimentos do Paleógeno para as áreas distais. Este fato, associado ao talude íngreme provocaram a formação de espessas fácies caóticas no sopé do talude. Estas fácies migraram em direção a sul da Bacia de Santos, formando provavelmente fácies lamosas sendo classificadas como as possíveis rochas selantes intercaladas as rochas reservatório.

Os episódios de soergimento da Serra do Mar durante o Paleoceno e Eoceno associado ao magmatismo alcalino no Eoceno (entre 48,9 Ma e 40 Ma) e as variações eustáticas, podem ter sido capaz de formar as discordâncias presentes na área de estudo, auxiliando no entendimento da evolução geológica e nos processos que determinaram a deposição dos sedimentos da Bacia de Santos.

1.1 Área de Estudo

A Bacia de Santos situa-se na região sudeste da margem continental brasileira entre os paralelos 23° e 28° Sul, ocupando cerca de 350.000 Km² até a cota batimétrica de 3.000 metros. Esta bacia abrange os litorais dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, limitando-se ao norte com a Bacia de Campos pelo Alto de Cabo Frio e ao sul com a Bacia de Pelotas pela Plataforma de Florianópolis (Moreira *et al.*, 2007) (Figura 1.1).

Para oeste, a Bacia de Santos é limitada pela Serra do Mar, uma feição fisiográfica que confina a bacia marginal ao domínio oceânico. O limite de ocorrência do pacote Préaptiano é dado por uma falha normal sintética posicionada a cerca de 50 km do litoral e cujo traço é paralelo à linha de costa. Este falhamento permaneceu ativo até o final do Cretáceo, tendo sido recoberto pelo pacote Cenozóico durante a fase de subsidência térmica. A espessura total máxima do pacote Neocomiano a Recente é estimada em cerca de 11.000 m (Milani, 2001).

A região estudada compreende uma área de aproximadamente 3189 Km² situada na porção norte-central da Bacia de Santos, no estado de São Paulo, em frente a Ilha de São Sebastião.

- Descrever sobre a evolução tectono-estratigráfica, do Paleoceno ao Eoceno, na parte Central da Bacia de Santos.

1.3 Materiais e Métodos

Nesta dissertação foram utilizadas dez linhas sísmicas públicas 2D, em tempo, e três poços (1BSS74, 1BSS83 e 1SPS32 (que encontra-se fora área de estudo)) com perfis de raio gama, resistividade e sônico. Fornecidos pela ANP (Agência Nacional de Petróleo) e anteriormente utilizados na dissertação de Caldas (2007). Os dados sísmicos compreendem nove linhas *dip* adquiridas pelas equipes 0248 (0013, 0014, 0017, 0018, 0020, 0021); 0231 (0649) e 0247 (5805 e 5804) e uma linha *strike* 0247 (0046) (Figura 1.2).

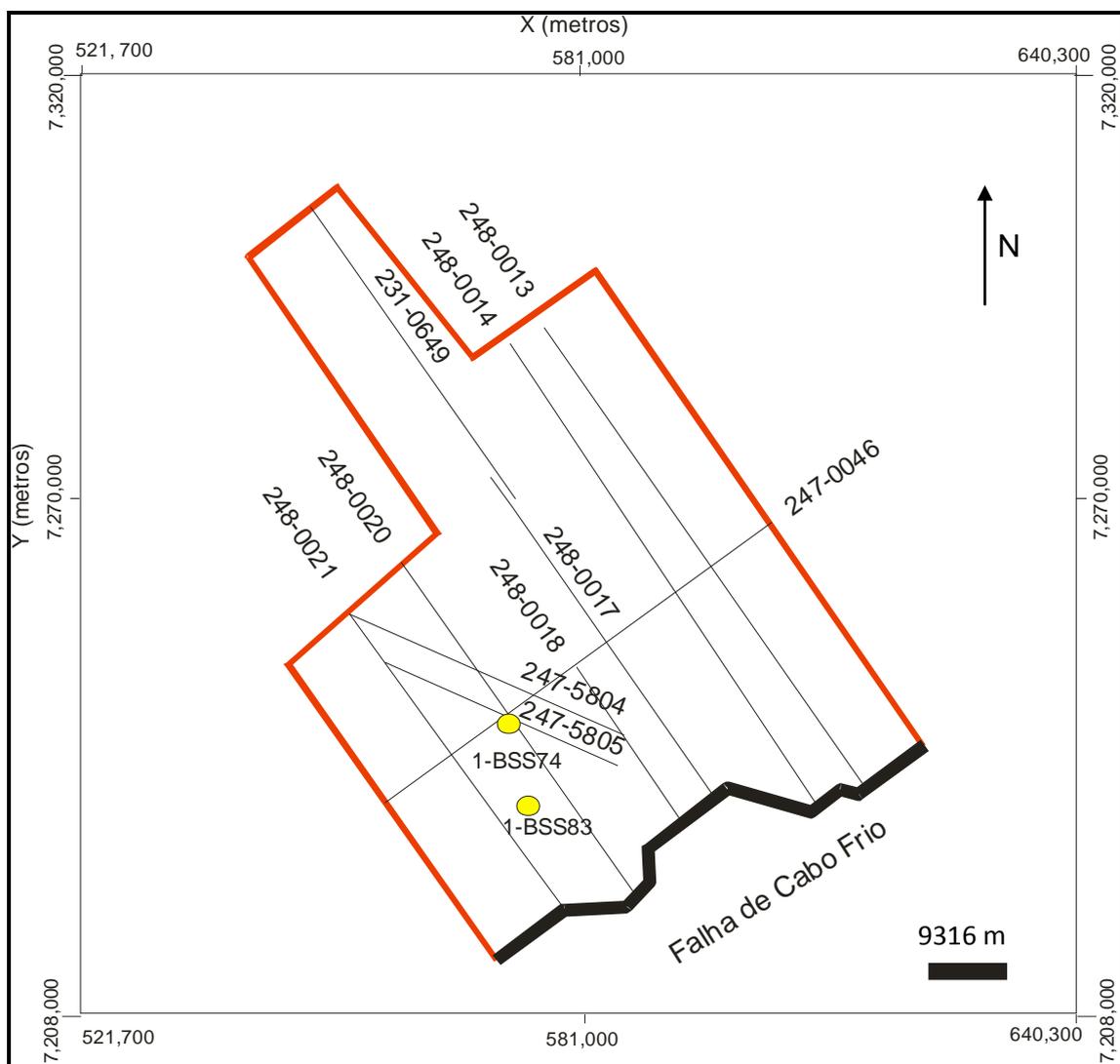


Figura 1.2: Linhas sísmicas e poços utilizados na interpretação. A Falha de Cabo Frio está representada pela linha preta espessa.

Para a interpretação das linhas sísmicas e para a construção dos sismogramas sintéticos foram utilizados os programas Seisworks e Syntool, respectivamente, da empresa Landmark. A linha sísmica 0231-0649 estava com um deslocamento em relação as outras linhas carregadas e por isso foi necessário realizar um ajuste para que tivessem a mesma leitura em tempo.

O levantamento sísmico 2D cobre parte da área Central-Norte da Bacia de Santos, englobando parte do Platô de São Paulo, do Sistema de Falhas de Cabo Frio e do *Gap* Albiano. O mapeamento das linhas sísmicas abrange a área localizada a sudeste da Falha de Cabo Frio, onde a halocinese encontra-se pouco acentuada, isto porque para um melhor detalhamento estratigráfico a interpretação sísmica deve abranger uma área com pouca deformação e com tectônica salífera menos ativa.

A metodologia utilizada baseia-se na interpretação sismoestratigráfica, seguindo os passos recomendados por Vail (1987), tais como: análise das unidades sísmicas, construção de sismogramas sintéticos, respostas destas unidades sísmicas nos poços e análise das fácies sísmicas.

Considerou-se ao analisar as seções sísmicas, o conceito de sismo fácies, que é baseado em padrões de reflexão próprios que diferenciam uma fácies de outra fácies adjacentes, através de suas configurações, amplitudes, continuidades e frequências. De acordo com Mitchum *et al.* (1977a), a geometria da reflexão, dentro de uma sequência, e a forma externa da sequência, seriam os parâmetros básicos utilizados para definir unidades de fácies sísmicas.

As unidades sísmicas são caracterizadas a partir das terminações dos refletores sísmicos sejam eles: *onlap*, *downlap*, *toplap* e/ou truncamento erosivo. Após a identificação das terminações definiu-se as superfícies estratigráficas e os tratos de sistemas nos dados sísmicos.

Foram construídos os sismogramas sintéticos dos poços 1BSS-83 e 1BSS-74 utilizando o perfil DT (sônico) realizando a amarração dos poços com os dados sísmicos. Porém estes poços compreendem somente o Cretáceo e a parte inferior do Paleoceno, o que impossibilitou analisar todas as respostas das unidades sísmicas nos poços.

Para a identificação das idades dos refletores sísmicos utilizou-se a amarração do poço 1SPS-32, que se encontra fora da área de estudo, publicada na dissertação de mestrado de Caldas (2007) e nos trabalhos de Modica e Brush (2004) e Assine *et al.* (2008).

As seqüências deposicionais individualizadas nesta dissertação foram classificadas de acordo com a hierarquia das ordens (Tabela 1.1), baseando-se na classificação de Vail *et al.* (1991) *apud* Karam (2005):

Tabela 1.1: Hierarquias baseado na duração dos ciclos estratigráficos

Hierarquia	Duração (Ma)	Causas
Primeira ordem	>50	Formação e quebra dos supercontinentes
Segunda Ordem	3-50	Mudança no volume das bacias oceânicas
Terceira Ordem	0.5-3	Variações no clima e no volume d'água
Quarta ordem	0.08-0.5	Variações no clima e no volume d'água
Quinta ordem	0.03-0.08	Variações no clima e no volume d'água

Após a interpretação e análise das sismofácies foram construídos: mapas de contorno estrutural dos limites de seqüências, mapas das isópacas das seqüências, no programa Powerview, e mapas de fácies sísmicas; além de um diagrama cronoestratigráfico da seção regional (0231-0649 e 0248-0017) com o intuito de classificar os ambientes sedimentares e estabelecer uma curva local de variação do nível do mar.

De acordo com Macurda (2007), a construção dos mapas de sismofácies é baseada nas terminações de refletores sísmicos tais como: *onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamento erosional em conjunto com as configurações internas dos refletores.

Macurda (*op. cit.*) aplica o seguinte código na construção dos mapas de fácies sísmicas, onde: A (topo da seqüência) - B (base da seqüência) / C (configuração Interna).

As terminações de refletores do topo de uma seqüência (A) são: *toplap*, truncamento erosional e concordância; na base da seqüência (B) ocorrerá somente *downlap*, *onlap* e concordância (Tabela 1.2).

Quanto as configurações internas (C) existem muitas possibilidades que são listadas na Tabela 1.2. É possível que a configuração mude verticalmente dentro da seqüência, e será necessário usar mais do que um C para adequadamente descrever a seção, ou seja, a equação lê-se então (A-B) / (C1→C2) onde C1 é a parte inferior e C2 a parte superior, respectivamente.

Tabela 1.2: Tipos de configurações internas das sismofácies e terminações estratais presentes na área de estudo com as respectivas siglas utilizadas nos mapas de sismofácies (Modificado de Macurda, 2007).

Sismofácies	Siglas
Paralela	P
Subparalela	Sp
Divergente	D
Sigmoidal	S
Oblíqua	Ob
Complexo Sigmoidal Obliquo	SO
<i>Shingled</i>	Sh
<i>Hummocky</i>	H
Caótico	Ch
<i>Mounded</i>	M
<i>Wavy</i>	W
Truncamento erosional	Te
<i>Downlap</i>	Dn
<i>Onlap</i>	On
<i>Toplap</i>	Tp
Concordância	C

2.0 Geologia Regional

O objetivo deste capítulo é realizar uma revisão bibliográfica dos processos geológicos envolvidos na formação da Bacia de Santos, focando principalmente na área do sudeste brasileiro através da análise dos processos tectono-estruturais, magmáticos e estratigráficos ocorridos na área.

2.1 Evolução Tectono-estrutural

O supercontinente Gondwana formou-se no Neoproterozóico como resultado da assembléia de terrenos acrescidos aos crátons do Amazonas e do São Francisco durante a orogenia Brasiliana ou Panafricana (Almeida 2000 *apud* Moriak, 2004). A orogenia brasiliana teve seu ápice no Neoprecambriano-Eopaleozóico, associado com a convergência e colisão entre a África e a América do Sul (Almeida, 1967; Hasui *et al.*, 1975 *apud* Mohriak *et al.*, 1995). Esta orogenia formou a faixa de dobramento Ribeira de direção nordeste composta por: rochas metamórficas pré-cambrianas, batólitos orogênicos e por extensos granitos pós-orogênicos (DNPM, 1978; Radambrasil, 1983 *apud* Mohriak *et al.*, 1995).

A formação das bacias do sudeste brasileiro começou com a abertura do Gondwana, iniciado no extremo sul entre Argentina e África do Sul, no Neojurássico. No Eocretáceo, o rifte propagou-se até a margem sudeste do Brasil acima da zona de fratura Florianópolis (Meisling *et al.*, 2001) até as bacias de Pelotas, Santos e Campos (Mohriak *et al.*, 1995).

De acordo com Mohriak *et al.* (*op.cit.*), o rifteamento foi acompanhado por extrusão volumosa de basaltos toleíticos, ambos em terra (Bacia do Paraná) e nas incipientes bacias marginais de Pelotas e Espírito Santo.

A propagação do rifte de Santos foi interrompida e transferida para o rifte de Campos pela Zona de Transferência Rio de Janeiro, de direção leste-oeste, localizada no sul de Cabo Frio (Asmus, 1978; Asmus, 1982; Macedo, 1989 *apud* Mohriak *et al.*, 1995). Antigas zonas de enfraquecimento datadas da Orogenia Brasileira foram reativadas durante a abertura do Gondwana e durante episódios tectônicos pós-abertura no Sudeste do Brasil, particularmente no Eoterciário. Ricomini *et al.* (1989) *apud* Almeida e Carneiro (1998) descrevem evidências de falhamento tectônico em camadas sedimentares de idade pleistocênica ou até mesmo mais novas.

De acordo com Almeida e Carneiro (1998), entre a zona de charneira que limita a parte profunda da Bacia de Santos e a linha de costa, existe um proeminente

falhamento normal, a Falha de Santos, cujo rejeito é desconhecido por terem sido erodidas as possíveis camadas de referência do bloco elevado, o ocidental. Para tais autores parece plausível supor que a atual Serra do Mar tenha surgido próximo a Falha de Santos como resultado de abatimentos do planalto durante o magno evento tectônico de grande importância ocorrido no Paleoceno.

A Serra do Mar situa-se na borda sudeste-sul do Brasil entre a Serra da Mantiqueira e o Maciço da Carioca (atualmente erodido). Esta região é constituída por uma série de cristas e linhas de falhas com desníveis da ordem de 800 a 1000m, podendo chegar a 2400m próximo a cidade do Rio de Janeiro. A Serra do Mar é, portanto, uma região montanhosa com aproximadamente 80 Km de largura que se estende por quase 1000 Km de extensão (Almeida, 1976).

A Serra do Mar apresenta uma superfície regional erosiva denominada Japi (Paleocênica - Almeida e Carneiro, 1998), esta superfície é importante na identificação do tectonismo e na compreensão da evolução estrutural no Sudeste do Brasil. Trata-se, praticamente, do único nível de correlação regional existente por todo o embasamento PréCambriano do sudeste brasileiro (Zalán e Oliveira, 2005). Os sedimentos provenientes desta erosão são registrados nas bacias *offshore* de Santos e Campos (Tello Saenz *et al.*, 2003).

Zalán e Oliveira (2005) caracterizaram a região entre o Paraná e Rio de Janeiro, emersa e imersa, num complexo sistema de riftes, grábens e semi-grábens originados segundo um modelo de quebra e colapso gravitacional. Este modelo revisita o modelo apresentado por Almeida *et al.* (1976), com a perspectiva de novos dados existentes, e propõem a definição de quatro grandes riftes: Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marinho (Figura 2.1). Com base nesta classificação, o chamado Rife Litorâneo (ex.: a drenagem do Rio Guandu no Gráben da Guanabara) foi o provável alimentador das areias mesoeocênicas da Bacia de Santos. Tal condição se opõe a advogada por Modica e Brush (2004) que consideram o Rio Paraíba do Sul como o possível alimentador desta bacia durante o Terciário.

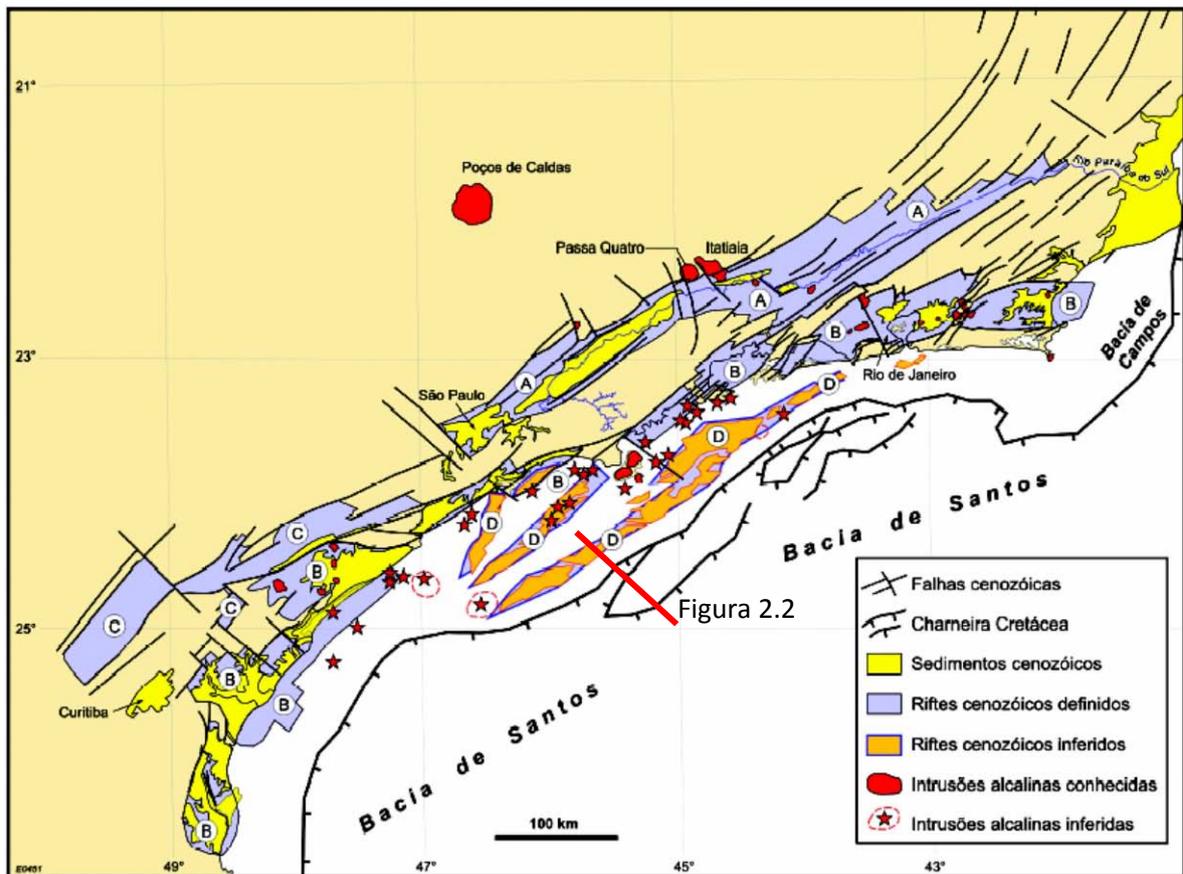


Figura 2.1 – Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCBS (Sistemas de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil): A – Paraíba do Sul; B – Litorâneo; C – Ribeira, D – Marinhos; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul. A linha vermelha se refere a localização da figura 2.2, citada a seguir. **Fonte:** ZALÁN E OLIVEIRA (2005).

Segundo Zalán e Oliveira (2005) evidências diretas são fornecidas por estudos de traços de fissão de apatita que apontam para um importante soerguimento sofrido pelo embasamento entre 85-65 Ma (Tello Saenz *et al.* 2003), e para um outro com início datado imprecisamente como pós-60 Ma (Tello Saenz *et al.* 2003) e clímax no Eoceno-Oligoceno (Hackspacher *et al.* 2003 apud Zalán e Oliveira, 2005). De acordo com os autores as altitudes atuais das montanhas que circundam o sistema de riftes cenozóicos do sudeste do Brasil e da Superfície de Aplainamento Japi são resultados de, no mínimo, dois episódios de alçamento.

O primeiro pulso, segundo os autores, de abrangência regional, caracterizou-se por notável ausência de tectonismo rúptil. Seus pulsos iniciais se deram no Coniaciano (89,5-88 Ma e 86 Ma, Almeida e Carneiro, 1998). Seu clímax, durante o Santoniano-Maastrichtiano (85-65 Ma). Seu final coincide exatamente com o desenvolvimento da superfície de aplainamento Japi (65,65 ± 0,05 Ma), no limite Cretáceo / Terciário. Estes autores acreditam que este soerguimento (89-65 Ma) tenha sido de natureza

epirogenética, envolvendo amplas regiões de embasamento e de bacias. Na Bacia de Santos, englobou toda a área marítima atual até a Charneira Cretácea.

Já o segundo pulso, ainda de acordo com os autores, foi caracterizado por ser de natureza gravitacional, ocasionado provavelmente pelo desequilíbrio isostático entre a Serra do Mar Cretácea, alçada a cerca de 2000m acima do mar e pela adjacente e progressiva subsidência bacinal. Estes autores sugerem que o mega-planalto começou a rachar e colapsar localmente no final do Paleoceno, tendo o seu clímax relacionado ao Mesoeoceno (48,6-40,4 Ma) e registrado em todas as bacias marginais brasileiras sob a forma de uma ampla discordância.

Os aspectos magmáticos e estratigráficos serão detalhados nos capítulos de magmatismo e estratigrafia, respectivamente.

2.1.1 Platô de São Paulo

O embasamento na área do Platô de São Paulo é constituído por crosta continental estirada e bastante intrudido por material vulcânico (Kowsmann *et al.*, 1982; Macedo, 1990 *apud* Demercian, 1996). Segundo este último autor, admitindo-se que o soerguimento crustal na margem sudeste do Brasil (anterior ao rompimento do Gondwana) tenha sido um evento de origem termal, infere por conta disso, uma alteração substancial na reologia da crosta, a qual se tornaria mais dúctil. Posteriormente, por ocasião do estabelecimento dos esforços distensivos do rifte, a crosta continental, já modificada, sofreria um amplo estiramento e afinamento. Essa deformação teria dado origem ao Platô de São Paulo.

Essa área é de grande importância para a bacia, pois nela a crosta continental estirada alcança 400 km de largura, limitada por uma escarpa abrupta a leste que também corresponde ao limite externo de ocorrência dos evaporitos aptianos (Milani *et al.*, 2000 *apud* Caldas, 2007).

O Platô de São Paulo, na Bacia de Santos, coincide com o espessamento da seção evaporítica, a preservação destes sedimentos pode estar relacionada ao baixo declive paleogeográfico contribuindo para minimizar a remobilização do sal (Freitas, 2006).

2.1.2 Charneira de Santos

A Charneira de Santos é a única feição do embasamento mapeável na área (Figura 2.2). Ela limita a sedimentação do Cretáceo a oeste, sendo que a partir da mesma, observa-se apenas o Terciário sobre o embasamento raso (Peixoto, 2004). A charneira situa-se entre zero e 1500 metros de profundidade e compõe-se na maior parte da bacia de segmentos nordeste e leste-oeste, paralelos aos principais lineamentos da faixa Pré-Cambriano/Eopaleozóico adjacente (Pereira *et al.*, 1986).

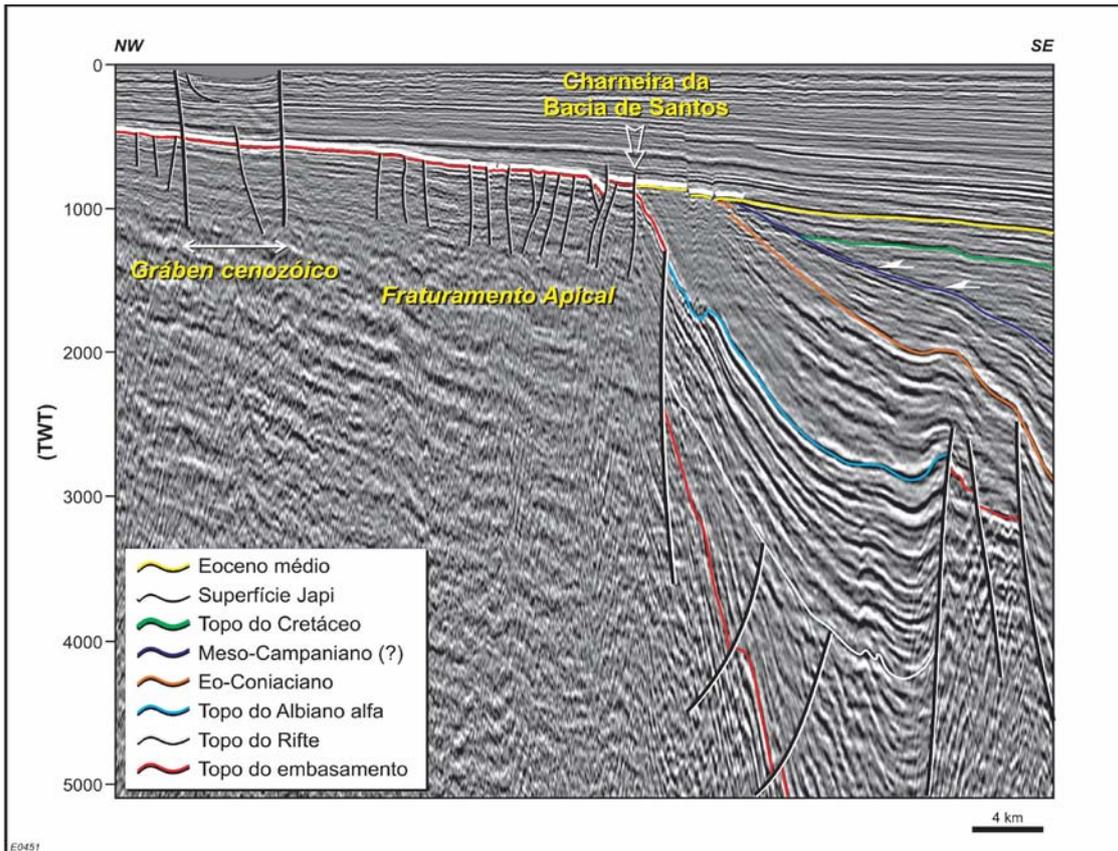


Figura 2.2: Seção sísmica da Bacia de Santos ilustrando sua charneira a oeste da qual não ocorre sedimentação cretácica. O perfil aplainado do topo do embasamento é interpretado como Superfície de Aplainamento Japi. O primeiro refletor a se nivelar com a charneira é o do Mesoeoceno. A localização da linha sísmica pode ser vista na figura 2.1. **Fonte:** ZALÁN E OLIVEIRA, 2005.

2.1.3 Falha de Cabo Frio

A Falha de Cabo Frio será utilizada nesta dissertação como limite do mapeamento estratigráfico, pois em direção a sudeste a halocinese torna-se muito intensa, impedindo que seja realizado um rastreamento das superfícies estratigráficas.

A Falha de Cabo Frio é uma estrutura de geometria lítrica antitética, com muralhas de sal de idade aptiana no bloco alto. O sal é praticamente ausente no bloco baixo, onde a seção do Cretáceo Superior apresenta estruturas do tipo *rollover* (Assine *et al.*, 2008).

Mohriak *et al.* (1995) concluíram que as estruturas associadas à Falha de Cabo Frio (Figura 2.3) resultaram da combinação de tectônica distensiva e de progradação de cunhas siliciclásticas. Segundo Szatmari *et al.* (1996) *apud* Assine *et al.* (2008), as estruturas *rollover* foram produzidas devido ao arqueamento de cunhas progradacionais do Cretáceo Superior durante o deslocamento do sal em direção às partes mais profundas da bacia. Com a movimentação da falha, houve a formação de um *gap* lateral da seção albiana, de cerca de 25 km de largura, ao longo de todo o bloco baixo da falha, este *gap* está inserido na área de estudo.

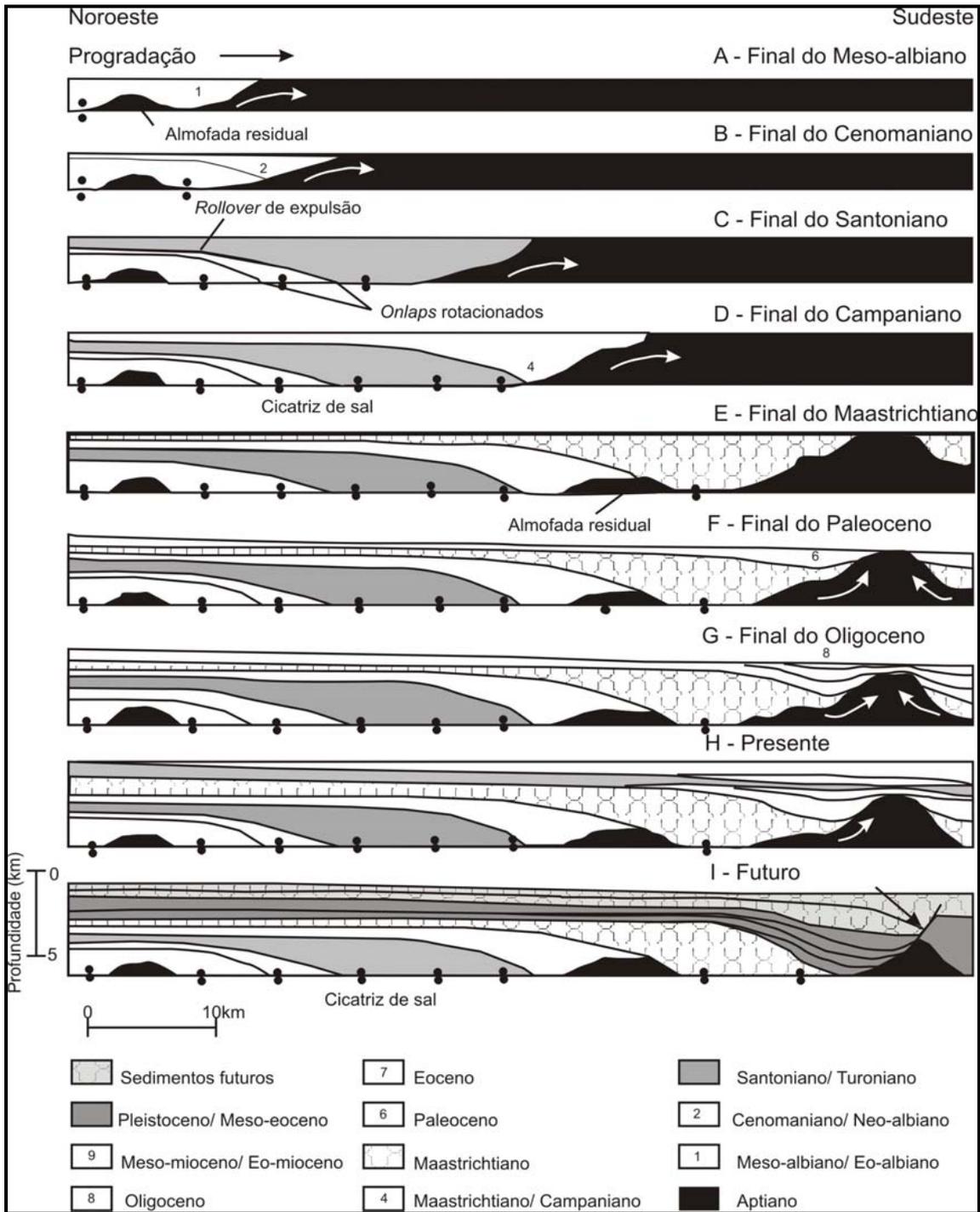


Figura 2.3: Evolução da Falha de Cabo Frio. (I) Especulação sobre o futuro desenvolvimento do mergulho da falha normal produzido pela remoção da camada de sal abaixo no flanco proximal do diápiro.
Fonte: CALDAS, (2007) adaptado de GE *et al.* (1997).

2.2 Magmatismo

O processo de rifteamento que, do Neojurássico ao Eocretáceo, deu origem ao Oceano Atlântico Sul, foi marcado por inúmeros eventos magmáticos, especialmente registrados nas bacias marginais brasileiras, nos altos que a separam e também no continente emerso adjacente (Mizusaki e Filho, 2004).

Para Meisling *et al.* (2001) o início do rifteamento na margem sudeste Atlântica Brasileira, a sul da Zona de Fratura Florianópolis, foi contemporânea com um grande extravasamento de basalto de 145 a 129 Ma (Rocha Campos *et al.*, 1988; Hawkesworth *et al.*, 1992; Renne *et al.*, 1992; Gallagher e Hawkesworth, 1994; Turner *et al.*, 1994, 1996; Stewart *et al.*, 1996 *apud* Meisling *et al.* (*op.cit.*)). Na Bacia de Santos ocorrem basaltos Eocretáceos denominados de Formação Camboriú e datados em 121 ± 11 Ma (idade K-Ar), e cuja análise de perfis mostram a grande extensão desses basaltos no assoalho da bacia (Mizusaki e Filho, 2004). Ainda segundo Meisling *et al.* (*op.cit.*), no Neocretáceo e Paleógeno, a margem sudeste brasileira foi profundamente afetada por um magmatismo alcalino (90-80Ma) disseminado no sudeste do Brasil (Amaral *et al.*, 1967 *apud* Meisling *et al.* (*op.cit.*)).

Moreira *et al.* (2006) destacam que a bacia de Santos foi significativamente influenciada por dois importantes períodos de atividade magmática, um no Santoniano-Campaniano e outro no Eoceno. Estes eventos foram posicionados em 82 ± 1 Ma e 48,9 Ma, através de datações em rochas intrusivas e extrusivas utilizando o método Ar/Ar. Os autores apontam que o episódio magmático do Santoniano-Campaniano é bastante expressivo na porção norte da Bacia de Santos, manifestando-se como ocorrências de cones vulcânicos, rochas extrusivas e intrusivas. Tais autores exemplificaram o vulcanismo, sedimentação e estratigrafia através da sequência deposicional do Santoniano/Campaniano, formalmente denominada na carta estratigráfica da Bacia de Santos como K90.

Os primeiros eventos magmáticos registrados na região sudeste foram atribuídos por Meisling *et al.* (2001) a uma pluma do manto ou *hot spot* Tristão da Cunha (Walvis) (Morgan, 1981; White e McKenzie, 1989; O'Connor e Duncan, 1990 *apud* Meisling *et al.* (*op.cit.*)), e os últimos, Neocretáceo e Paleógeno, a uma segunda pluma, o *hot spot* Trindade (Martin Vaz) (Morgan, 1981; White e McKenzie, 1989; O'Connor e Duncan, 1990 *apud* Meisling *et al.* (*op.cit.*)). Já para Oreiro *et al.* (2008) a origem destes magmatismos estariam relacionados à reativações de falhas, que romperiam toda a litosfera atingindo a astenosfera, principalmente as de rejeito direcional com orientação

SE-NW causando fusão parcial através de um simples alívio de pressão, ao invés da origem através de plumas mantélicas e *hot spots*.

Almeida *et al.* (1991) *apud* Oreiro *et al.* (2008) já discutiam sobre este tipo de origem magmática sugerindo que ambas as ilhas vulcânicas e as cadeias submarinas do Complexo Vulcânico de Abrolhos/zona de fratura Vitória Trindade e o alinhamento magmático de Poços de Caldas (82 Ma, método Ar-Ar)-Cabo Frio estariam localizados sobre extensivas zonas de fratura, onde o magma ascendeu durante reativações.

2.2.1 Alto de Cabo Frio

O Alto de Cabo Frio (Figura 2.4), não aflorante, separa a Bacia de Campos da Bacia de Santos e caracteriza-se por uma grande incidência de rochas magmáticas (derrames) associados a rochas vulcanossedimentares (Misuzaki e Mohriak, 1993 *apud* Mizusaki e Filho, 2004).

Segundo Ricomini *et al.* (2004), a Província do alinhamento Magmático de Cabo Frio desenvolve-se ao longo de extensa zona de fratura transcorrente sinistral, de direção geral WNW, com pelo menos duas fases de reativação e magmatismo associado, no Neocretáceo a Paleoceno e durante o Eoceno, incluindo centros alcalinos intrusivos, sob a forma de *stocks* e maciços maiores, ocorrências efusivas e um número expressivo de diques.

Oreiro *et al.* (2008) analisaram o magmatismo do Neocretáceo e Eoterciário na área *offshore* de Cabo Frio, situado entre as bacias de Santos e Campos, baseado na interpretação sísmica de dados 2D e 3D processados com o auxílio da Técnica VA (volume de amplitudes), mapeamentos em terra e no mar e dados de poços. Segundo os autores, o mapeamento dos principais diques alimentadores, em seções sísmicas de reflexão, revelou que eles têm direção predominante NW–SE, coincidente com o alinhamento da Zona de Deformação Cruzeiro do Sul, à qual pertence o Alto de Cabo Frio.

As reativações de falhas de rejeito direcional de idade PréCambriana, além de volumes mais expressivos de rochas magmáticas, intercaladas na seção sedimentar, ocorrem próximas a áreas de interseção entre zonas de falhamentos de direção SE–NW (falhas de rejeito direcional) e SW–NE (falhas normais), assim como os maciços alcalinos pertencentes ao alinhamento Poços de Caldas–Cabo Frio (Oreiro *et al.*, 2008).

Outra particularidade da área de Cabo frio é a direção geral da falha de borda no norte da Bacia de Santos. Percebe-se que ela sofre uma inflexão acentuada para sul (Figura 2.4), o que a afasta da costa nas cercanias do Alto de Cabo Frio. Os falhamentos gravitacionais pós-sal também se infletem nas proximidades do Alto de Cabo Frio, afastando-se destes (Demercian, 1996).



Figura 2.4: As principais feições estruturais: a zona de influência da Falha de Cabo Frio (*gap* ao nível do Albiano); o Alto de Cabo Frio; a Charneira Cretácea; e o magmatismo Cenozóico. O polígono vermelho indica a localização aproximada da área de estudo. **Fonte:** Modificado de MOHRIAK *et al.*, 1995.

2.2.2 Alto de Florianópolis

Junto à borda oeste do rifte, na altura do paralelo 28S, existe uma região de embasamento raso, coberta com derrames de traquiandesitos de 113 Ma (Dias *et al.*, 1994 *apud* Demercian, 1996) – o Alto de Florianópolis. No mesmo paralelo do Alto de Florianópolis (Figura 2.5), porém mais a leste, formou-se a Dorsal de São Paulo, uma espetacular construção vulcânica formada por basaltos alcalinos (De Souza, 1991 *apud* Demercian, 1996), com cerca de 300 Km de comprimento e 2000 metros de relevo na sua extremidade oriental.

A Dorsal de São Paulo, cuja crista estaria no nível do mar, ou muito próximo a ele, no Cretáceo Inferior (Kumar e Gamboa, 1979 *apud* Demercian, 1996), teria constituído, em conjunto com o Alto de Florianópolis, uma barreira para a circulação das águas do

oceano aberto a sul (Gamboa e Rabinowits, 1981 *apud* Demercian, 1996); formou-se assim um mar hipersalino desse ponto até o litoral de Alagoas, que acabou por propiciar a deposição de espesso pacote evaporítico sobre todo o Platô de São Paulo e a Bacia de Santos.



Figura 2.5: Mapa de anomalia gravimétrica das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. A linha pontilhada amarela é interpretada como o limite crosta continental/oceânica e o polígono preto indica alguma das áreas pouco exploradas (Alto Externo de Santos). A linha branca representa a quebra da plataforma e a linha preta representa a linha de Charneira. BES: Bacia do Espírito Santo- AF: Alto de Florianópolis - SP: São Paulo – RJ: Rio de Janeiro. **Fonte:** Modificado de CARMINATTI *et al.* (2008).

2.3 Estratigrafia

A evolução tectono-estratigráfica da Bacia de Santos é do tipo rifte-margem passiva e segue a evolução das demais bacias da margem continental brasileira com sua origem ligada a ruptura e separação da América do Sul- África durante o Juro-Cretáceo (Asmus e Porto, 1980 *apud* Peixoto, 2004).

Os autores Asmus e Pontes (1973); Ojeda (1982) *apud* Mohriak *et al.* (1995) subdividiram o preenchimento sedimentar da Bacia de Santos em três sequências tectono-estratigráficas: fases rifte, transicional e *drift*, limitadas por discordâncias regionais.

Pereira *et al.* (1986) subdividiram o pacote sedimentar da Bacia de Santos, em dez seqüências deposicionais, delimitadas por horizontes sísmicos marcantes representados, no geral, por discordâncias regionais. Moreira *et al.* (2007) classificaram esta bacia em três Superseqüências: Rifte, Pós Rifte e Drifte (Figuras 2.6 e 2.7).

O estágio rifte da Bacia de Santos inicia-se com as rochas vulcânicas básicas (121 ± 11 Ma) da Formação Camboriú (Macedo e Pereira, 1990 *apud* Azevedo 1991), sobre as quais assentam-se discordantemente os sedimentos continentais da Formação Guaratiba.

Segundo Demercian (1996) sobre os basaltos da Formação Camboriú, nas partes proximais da bacia, formaram-se depósitos grossos, provavelmente de leque aluvial (conglomerados e arenitos avermelhados). Nas porções mais distais ocorrem folhelhos escuros ricos em matéria orgânica. No poço 1-RJS-625, constatou-se 110 metros de folhelhos radioativos e carbonatos intercalados (Moreira *et al.*, 2007).

Moreira *et al.* (2007) descrevem que o início da sedimentação ocorreu no Hauteriviano (Rio da Serra e Aratu) e prolongou-se até o início do Aptiano (Jiquiá) compreendido por três seqüências deposicionais denominadas K20-K34, K36 e K38.

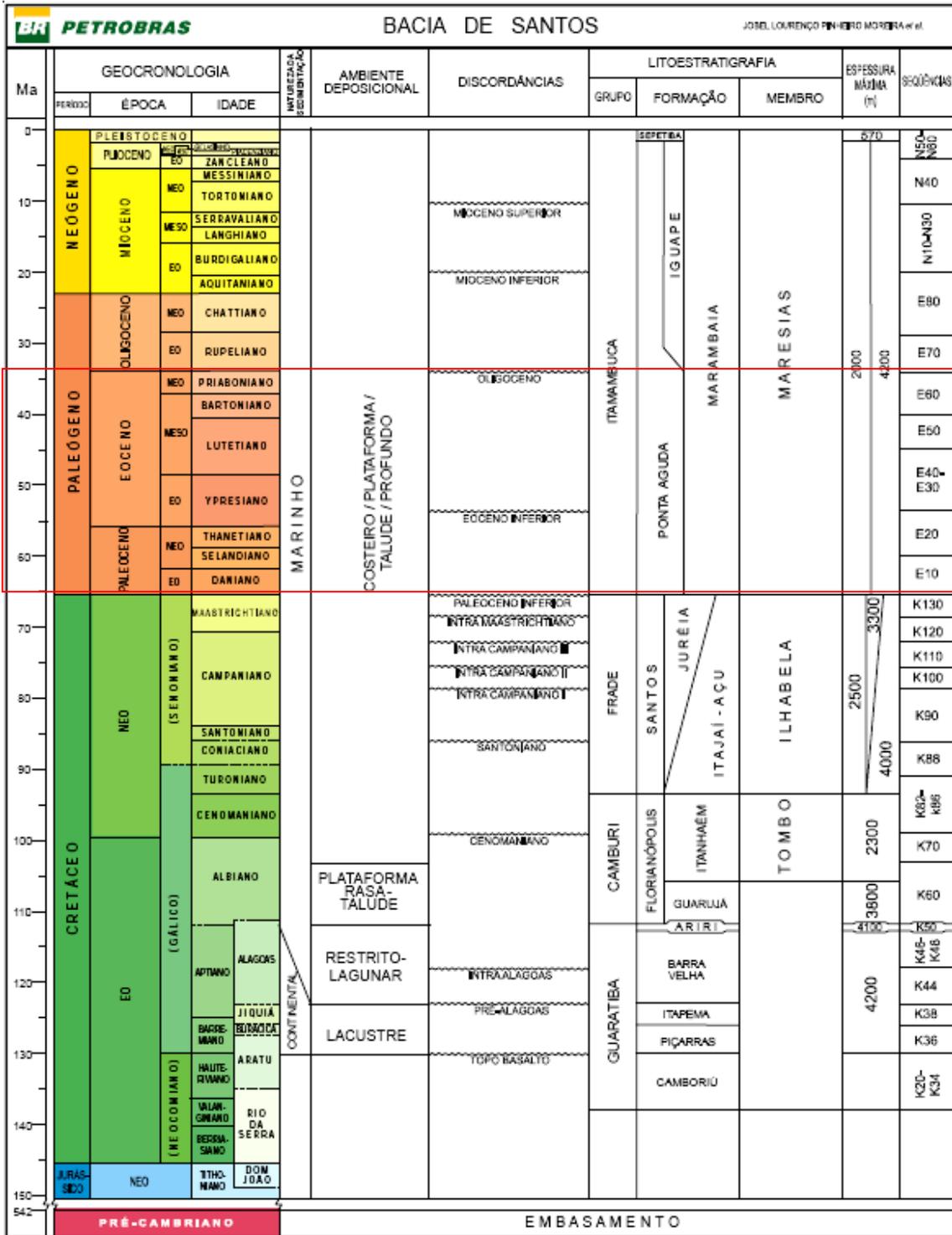
Na Bacia de Campos, o final do estágio rifte é marcado por uma discordância angular (pré-Aptiana). Sobre esta superfície desenvolveram-se leques aluviais e carbonatos, especialmente, estromatólitos e calcários nodulares. Na Bacia de Santos esta discordância é mapeável em seções sísmicas, apresentando um fino pacote de sedimentos entre o rifte e a base dos evaporitos, este intervalo caracteriza-se pela fase sag (Freitas, 2006).

Moreira *et al.* (2007) descrevem para a Superseqüência Pós-Rift, as seqüências: K44, K46-K48, representados pela porção inferior e superior da Formação Barra Velha, respectivamente, e K50 representado pela Formação Ariri.

O ambiente deposicional da seqüência K44 é marcado por um ambiente transicional, entre continental e marinho raso, bastante estressante, com a deposição de calcários microbiais, estromatólitos e laminitos nas porções proximais e folhelhos nas porções distais, o limite superior desta seqüência é caracterizado pela discordância regional de 117 Ma.

A seqüência K46-K48 caracteriza-se pela ocorrência de calcários microbiais intercalados a folhelhos. Trata-se de calcários estromatolíticos e laminitos microbiais,

localmente dolomitizado. As porções proximais à Formação Barra Velha são compostas por leques aluviais de arenitos e conglomerados.



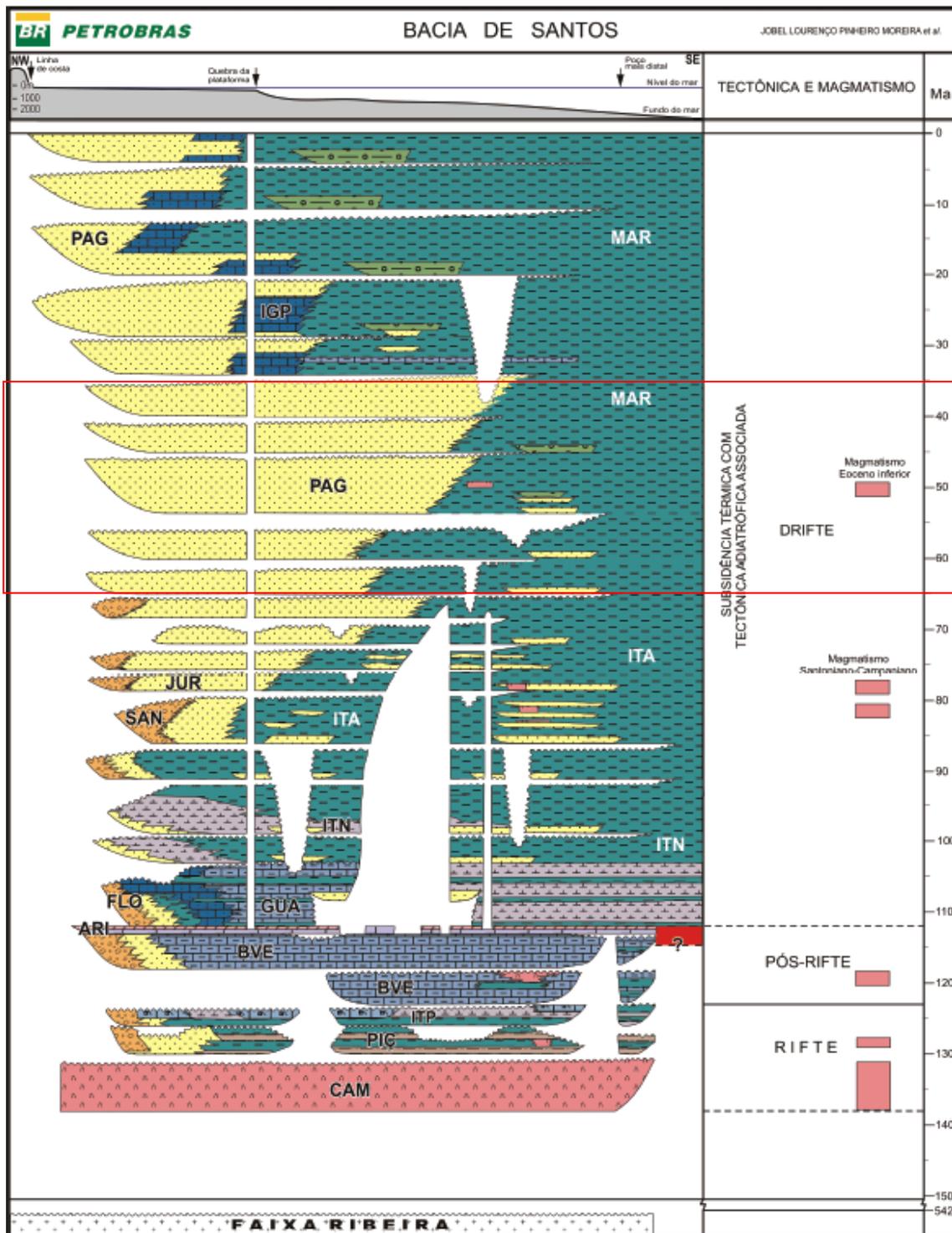


Figura 2.7: Carta Estratigráfica da Bacia de Santos. O retângulo vermelho indica o intervalo de estudo. Este intervalo engloba as formações Ponta Grossa (proximal) e Marambaia (distal). **Fonte:** MOREIRA *et al.*, 2007.

Segundo Carminatti *et al.* (2008), o período que antecede a deposição do sal é denominado de seção pré-sal (sequências K44 e K46-K48). Poucos poços alcançaram a seção do pré-sal, estes poços estão localizados principalmente no Alto Externo de

Santos (Figura 2.5). Baseado nos dados sísmicos a sequência do pré sal tem uma espessura total de 5 Km.

A fase transicional (sequência K50) é caracterizada pelos evaporitos (principalmente halitas e anidritas) depositadas em um golfo alongado que se estende da Bacia de Santos a sul até a Bacia Sergipe-Alagoas a norte (Asmus and Ponte, 1973; Ojeda, 1982 *apud* Mohriak *et al.*, 1995).

No Aptiano, o Alto de Florianópolis e a Dorsal de São Paulo formavam uma verdadeira barreira vulcânica que impedia a livre circulação das águas vindas do oceano aberto a sul de Florianópolis. O clima quente e seco reinante na época, ajudado por essa barreira vulcânica, conseguiu manter alta a taxa de evaporação, em relação ao influxo de água, resultando na deposição de espesso pacote evaporítico. A fisiografia e o clima foram essenciais para a precipitação do sal (Demercian, 1996).

Assim, no final do Neoptiano uma extensa e rasa bacia evaporítica com mais de 1500 km de extensão e até 500 km de largura formou-se ao norte da barreira representada pela Dorsal de São Paulo (Figura 2.8) (Dias, 2005).

Este período de aridez associado à barreira resultou na deposição de espesso pacote evaporítico (“evento Ibura”). Os evaporitos, com espessuras de até 2 000 m no Platô de São Paulo, correspondem a um evento cuja duração foi estimada em cerca de 600.000 anos (Dias, 2005).

Freitas (2006) discute em sua dissertação de mestrado a duração da deposição do sal relacionando-o à espessura do pacote evaporítico, correspondendo a mais de 2000 metros de espessura. Para o autor seria necessário, portanto, uma taxa de subsidência muito elevada para gerar espaço de acomodação suficiente para a deposição dos sedimentos. A falta de um entendimento da duração do tempo envolvido para a sedimentação do evaporito dificulta na identificação de um modelo para a bacia. Segundo Demercian (1996) a bacia seria de água rasa, porém funda, isto porque os altos internos na Bacia de Campos só foram totalmente cobertos após a deposição do sal.

Por fim, o estágio *drift*, que segundo Modica e Brush (2004) iniciou-se no Albiano com a sedimentação em uma plataforma marinha rasa a transicional que foi rapidamente afogada no Cenomaniano. Para os autores a estratigrafia do Albiano consiste predominantemente de fácies carbonáticas, de alta energia, depositadas na plataforma externa, provavelmente dominada por fácies ricas em lama, em direção à bacia. Para

a borda da bacia predominam siliciclásticos com textura fina a grossa pertencente à Formação Florianópolis (Freitas, 2006).



Figura 2.8: Localização da Bacia evaporítica formada no Neoptiano, com destaque para a Dorsal de São Paulo, considerada uma barreira a deposição dos evaporitos. **Fonte:** Modificado de DIAS, 2005.

O limite de sequência Albiano-Cenomaniano é correlacionado ao hiato bioestratigráfico datado em aproximadamente 95-99 Ma, representando um evento de afogamento depois que a plataforma carbonática cessou a deposição dos carbonatos de água rasa devido ao aumento relativo do nível do mar (tectônica e clima) (Schlager, 1981 *apud* Modica e Brush, 2004). Destaca-se na porção centro-norte da Bacia de Santos a mobilização e ausência dos estratos albianos na região proximal, descrito anteriormente nesta dissertação, por controle tectônico no *gap* estratigráfico condicionado pelo sistema de falhas de Cabo Frio (Caldas, 2007).

Sobre a sequência Albiana foram depositadas margas e folhelhos da Formação Itajaí (Modica e Brush, 2004) depositados em condições transgressivas, com contínuo aumento do nível no mar.

Para Bernard e Cramez (1998) *apud* Modica e Brush (2004) a sequência Cenomaniana-Turoniana é de especial importância para a exploração de águas profundas porque este intervalo corresponde provavelmente a rochas geradoras marinhas. Nas bacias da margem Atlântica e provavelmente globalmente o Cenomaniano-Turoniano mostra ter sido um tempo em que condições anóxicas ou disóxicas eram frequentes.

Durante o Neocretáceo, dominou a progradação de siliciclastos grossos conhecido como Formação Santos com uma espessa cunha de conglomerados próxima a borda da bacia.

A progradação dos sedimentos foi impulsionada pelos sucessivos pulsos de soerguimento da Serra do Mar. Cobbold *et al.* (2001) citam a evidência deste soerguimento, incluindo a análise de traços de fissão de apatita, dobramento na área do Arco de Cabo Frio e um basculamento dos estratos Turoniano-Campaniano na linha de charneira Atlântica.

O Terciário da Bacia de Santos ainda é pouco estudado quando comparado a seção do Cretáceo, ou mesmo ao Terciário da Bacia de Campos. Pereira *et al.* (1986), atribuem ao início do Cenozóico (Paleoceno) uma retomada nas condições transgressivas na bacia, com o Terciário representando, em larga escala, uma ampla transgressão sobre a área anteriormente ocupada pelos sedimentos continentais e marinho raso das formações Santos e Juréia (Pereira e Machado, 1990 *apud* Peixoto, 2004).

No fim do Paleoceno desenvolveu-se uma pronunciada discordância (55-59 Ma), onde significativos volumes de sedimentos foram erodidos da plataforma externa e talude e redepositadas em direção à bacia, provavelmente capturado e trapeado no *gap* Albiano. Este limite de sequência coincide com uma importante queda eustática do nível do mar.

Pulsos tectônicos correspondentes a deposição de turbiditos arenosos estão presentes timidamente no Neopaleoceno/Eoceno, e de maneira notável no Mesoeoceno intercalados regularmente com diamictitos de fluxos lamosos, indicando uma ação conjunta de rejuvenescimento de área-fonte com intensa pluviosidade do período de estufa do Eoceno (Lourens *et al.*, 2005 *apud* Zalán e Oliveira, 2005). Uma

progradação miocênica aponta para outro pulso de rejuvenescimento do embasamento, com predomínio do aporte de material clástico sobre o afundamento bacinal (Zalán e Oliveira, 2005).

Alguns trabalhos analisaram o Paleoceno e o Eoceno da Bacia de Santos, desde a área norte até a área sul, com enfoque na Estratigrafia de Sequências. Na parte norte destaca-se a tese de doutoramento de Moreira (2000), especificamente no Eoceno. Na área sul destaca-se a dissertação de Peixoto (2004), com o mesmo enfoque de Moreira (*op.cit.*), ou seja, estudo sismoestratigráfico complementado pela modelagem da bacia sedimentar, mas com enfoque em todos os sedimentos de idade terciária.

Outros autores como Modica e Brush (2004) também detalharam a Bacia de Santos englobando desde os sedimentos de idade cretácea até o Terciário, em toda extensão da Bacia de Santos, através de dados paleontológicos, de poços e de sísmica.

Assine *et al.* (2008) estudaram o arcabouço estratigráfico da Bacia de Santos desde o Cretáceo até o Terciário assim como Modica e Brush (2004), no entanto enfatizando na migração dos depocentros do norte ao sul da bacia apresentados através de mapas de isópacas. Chang *et al.* (2008) analisaram a estratigrafia da bacia porém complementado pelos dados geoquímicos de amostras de óleo dos campos produtores.

Segundo Moreira *et al.* (2007), o Paleoceno é caracterizado por cânions muito expressivos (Figura 2.9) que geralmente cortam os sedimentos da Formação Marambaia no seu interior e nas regiões batiais ocorrem os arenitos resultantes de fluxos turbidíticos densos fortemente canalizados que compõe o Membro Maresias da Formação Marambaia.

A Formação Marambaia é depositada nas regiões de plataforma distal, talude e bacia onde predominam os siltitos e folhelhos além de margas e diamictitos. Nas porções plataformais ocorrem arenitos plataformais a continentais da Formação Ponta Aguda. Os depósitos do Eoceno também são caracterizados pelas formações Marambaia e Ponta Aguda.

Análises paleontológicas detalhadas e interpretação de perfis indicam que as camadas sedimentares pós-rifte são separadas por vários marcadores geocronoestratigráfico cujas idades absolutas aproximadas (baseada em várias escalas do tempo geológico; Harland *et al.*, 1982, e AAPG's 1983 escala de tempo *apud* Mohriak *et al.*, 1995) apontam para inconformidades principais em 15, 49, 70-74, 80-90 e 117 Ma (Ritchter, 1987; Mohriak *et al.*, 1990c, Rangel *et al.*, 1990 *apud* Mohriak *et al.*, 1995). Estas

inconformidades parecem estar relacionadas não só a flutuações do nível do mar, mas também aos principais eventos tectonomagmáticos no Atlântico Sul (Mohriak, 1991 *apud* Mohriak *et al.*, 1995). Podemos concluir, portanto que pulsos de soerguimentos da Serra do Mar também contribuíram para formar importantes discordâncias, datadas principalmente do Paleoceno e Eoceno.

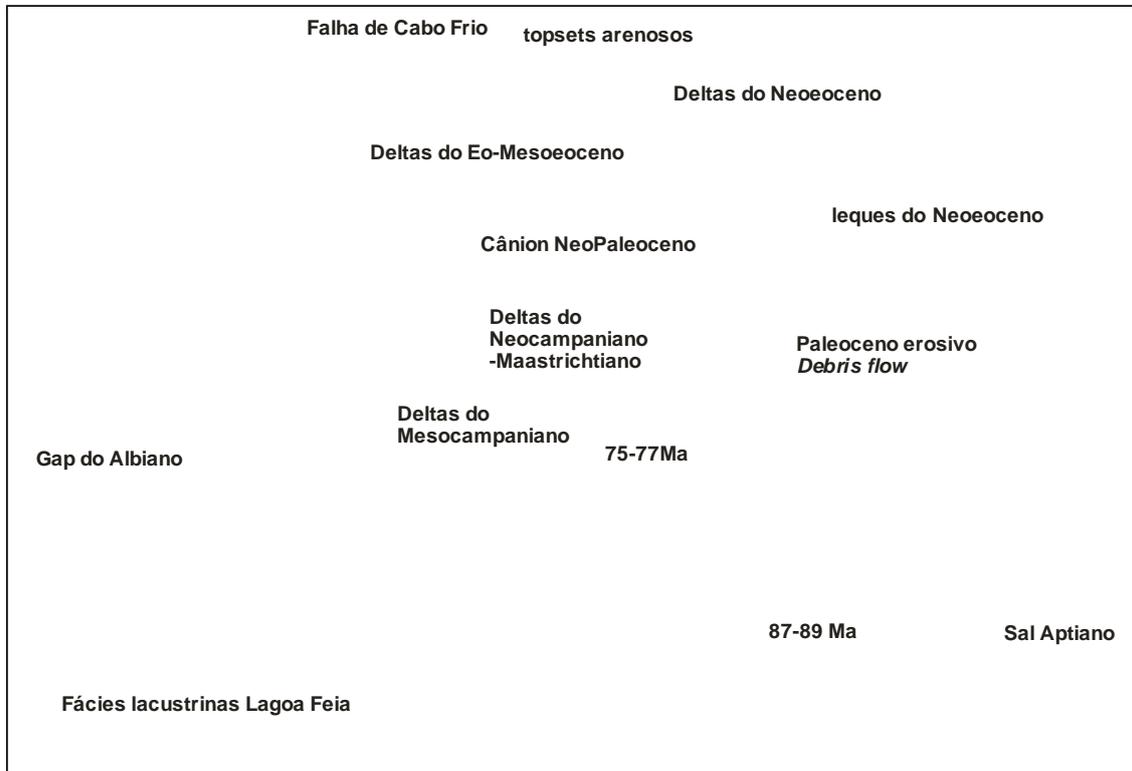


Figura 2.9: Linha sísmica *dip*, do norte da Bacia de Santos. Mostrando a progradação dos deltas na plataforma durante o Paleoceno e Eoceno. Observa-se que os cânions formados durante o Neopaleoceno–Eoeoceno (66-63 Ma) foram preenchidos no Eoeoceno (55-59 Ma) e Mesoeoceno (40-43 Ma). **Fonte:** Modificado de MODICA E BRUSH, 2004.

3.0 Aspectos Conceituais

Serão descritos a seguir os principais aspectos conceituais necessários à realização desta dissertação, tais como: conceitos básicos de estratigrafia de seqüências, de sismoestratigrafia, deltas de margem de plataforma e aplicação de estratigrafia de seqüências nos deltas.

3.1 Estratigrafia de Sequências

Os principais estudos investigando a relação entre sedimentação, discordâncias e mudanças no nível de base, que são diretamente relevantes para a estratigrafia de seqüências, foram publicados antes do “nascimento” da estratigrafia sísmica (Grabau, 1913, Barrel, 1917, Sloss *et al.*, 1949, Wheeler e Murray, 1957; Wheeler, 1958, 1959, 1964; Sloss, 1962, 1963; Curray, 1957; Frazier, 1974 *apud* Catuneanu, 2006).

A estratigrafia de seqüências foi amplamente difundida a partir da publicação do *Memoir 77* da AAPG, escrita pelos pesquisadores da escola de Exxon (Vail e colaboradores) com a utilização da sismoestratigrafia.

Segundo Catuneanu (2006), o sucesso e a popularidade da estratigrafia de seqüências provêm da sua extensa aplicabilidade em bacias maduras e de fronteiras exploratórias. Este modelo preditivo provou ter sido particularmente efetivo na redução de riscos litológicos para exploração de hidrocarbonetos.

Vale lembrar que a estratigrafia de seqüências é altamente recomendada em bacias de margem passiva, porém em bacias onde a tectônica é considerada como fator principal, ainda há muitas controvérsias e necessita de estudos complementares para sua aplicação.

Abaixo serão apresentados os princípios básicos da estratigrafia de seqüências.

3.1.1 Eustasia

É o nível do mar global, uma medida de distância entre a superfície do mar e um datum fixo, usualmente localizado no centro da Terra. Variações na eustasia são controladas pelas mudanças no volume d' água e pela mudança no volume das bacias oceânicas (Coe, 2003).

3.1.2 Nível Relativo do mar

É a distância entre a superfície do mar e um datum local, por exemplo, o topo das rochas do embasamento em uma bacia sedimentar. Mudanças relativas no nível do

mar são, entretanto influenciado não somente pela eustasia, mas também por mudanças na elevação dos continentes e do assoalho oceânico (Coe, 2003).

3.1.3 Espaço de Acomodação

É o espaço disponível para a deposição de sedimentos marinhos e não marinhos. O espaço de acomodação de sedimentos marinhos é governado pela mudança relativa do nível do mar (Coe, 2003).

Assim torna-se importante também a caracterização do conceito de nível de base, que se baseia em uma dinâmica superfície de balanço entre erosão e deposição. O nível de base se dispõe como uma superfície de equilíbrio no nível mais baixo da erosão continental, ou no ponto mais baixo do perfil fluvial, ou no nível mais alto em que uma sucessão sedimentar pode ser construída (Catuneanu *et al.*, 2008).

O aumento do nível de base cria espaço de acomodação, enquanto que uma queda no nível de base destrói o espaço de acomodação.

Por fim, vale ressaltar que a tectônica e a eustasia aliada ao clima, interagem para controlar o tipo e a quantidade de aporte sedimentar.

3.2 Sismoestratigrafia

A estratigrafia sísmica ou sismoestratigrafia é um método estratigráfico de interpretação dos dados sísmicos, o qual permite uma melhor compreensão da evolução tectono-sedimentar de uma bacia.

Segundo Catuneanu *et al.* (2008), o dado sísmico é de fundamental importância no reconhecimento de estilos estruturais, nas terminações estratigráficas para o reconhecimento de superfícies estratigráficas, no padrão de empilhamento estratigráfico, geomorfologia, imageamento dos elementos deposicionais, na definição de geometrias estratigráficas e no contínuo imageamento em subsuperfície.

A maior limitação do dado sísmico é a resolução vertical, muitas vezes corpos amalgamados encontram-se localizados em um único refletor, fato este que dificulta a definição da estratigrafia em sequências com frequências mais altas.

Geometrias estratigráficas junto com terminações estratigráficas podem ser usadas para definir superfícies e tratos de sistemas e também para inferir condições de acomodação no tempo da deposição (Catuneanu *et al.*, 2008). Por isso o conhecimento e a caracterização destas terminações são tão importantes na estratigrafia de sequências.

Mitchum *et al.* (1977a) introduziram os termos *lapout*, truncamento, *toplap*, *onlap* e *downlap* (Figura 3.1) para descrever os estilos das terminações dos refletores sísmicos. Segue abaixo a descrição destas terminações.

O ***lapout*** pode ser descrito como uma terminação lateral de um estrato contra seu limite deposicional original (Mitchum *et al.*, 1977a). O *lapout* denomina-se *baselap* quando ocorre no limite inferior de uma unidade sísmica e *toplap* no seu limite superior. O *baselap* pode ser classificado tanto como *onlap* quanto como *downlap*.

Truncamento: implica que o refletor originalmente se estendia para mais adiante, mas foi erodido (truncamento erosional) ou foi truncado por um plano de falha, por uma superfície de escorregamento, pelo contato com uma camada de sal ou folhelho móvel ou por uma intrusão ígnea (Mitchum *et al.*, 1977a).

Concordância ou conformidade: É quando as reflexões/estratos de duas unidades sísmicas ou sequências adjacentes se apresentam paralelas com a superfície que as delimitam. A concordância ou conformidade pode ocorrer no topo ou na base de uma unidade sísmica ou sequência (Mitchum *et al.*, 1977a)

***Toplap*:** terminação de estratos inclinados contra uma superfície sobrejacente de ângulo menor, principalmente como resultado de não deposição (*bypass* de sedimentos) e pouca erosão. A superfície de *toplap* representa o limite deposicional proximal da unidade sedimentar. Na estratigrafia sísmica, o *topset* de um sistema deltaico (depósitos de planícies deltaicas) pode ser de espessura muito fina para ser vista nos perfis sísmicos como uma unidade separada (abaixo da resolução sísmica). Neste caso, o *topset* pode ser confundido com *toplap* denominado de *toplap* aparente. (Catuneanu, 2006)

Mitchum *et al.* (1977a) descrevem que embora o *toplap* esteja comumente associado com depósitos marinhos rasos, assim como complexos deltaicos, este também pode ocorrer em depósitos de águas profundas onde o nível de base é controlado por correntes de turbidez e outros processos relacionados a estes ambientes.

***Onlap*:** quando uma reflexão/estrato, inicialmente horizontal, termina deposicionalmente contra uma superfície inicialmente inclinada ou quando um estrato com certa inclinação termina deposicionalmente mergulho acima contra uma superfície de maior inclinação.

O *onlap* pode ser classificado em marinho ou costeiro. *Onlap* marinho é o *onlap* de estratos marinho, representando uma deposição marinha para não deposicional

marinha ou condensação, e resulta do preenchimento parcial do espaço por sedimentos marinhos. Emery e Myers (1996) discutem que o *onlap* marinho não deve ser usado para determinar mudanças relativas do nível do mar, pois este não está diretamente relacionado a estas mudanças.

O *onlap* marinho reflete uma mudança de fácies submarinas de significativas taxas de deposição para sedimentos pelágicos de muito baixa energia. A superfície sísmica de *onlap* marinho representa um hiato marinho ou um intervalo condensado.

Segundo Emery e Myers (1996), o *onlap* costeiro é o *onlap* de estratos não marinhos, parálicos ou marinhos costeiros. Catuneanu (2002) caracteriza o *onlap* costeiro como estratos de *shoreface* inferior onlapando superfície de ravinamento durante a transgressão da linha de costa.

Downlap: Quando um estrato, inicialmente inclinado, termina mergulho abaixo contra uma superfície originalmente horizontal ou inclinada. Além destas terminações estratais, há o *offlap*, que é um padrão de empilhamento estratal que reforça o reconhecimento de regressões forçadas e a delimitação de superfícies subaéreas e suas conformidades correlativas (Catuneanu, 2006).

O **offlap** é um padrão não sistemático de terminações das reflexões em *onlap/toplap* mergulho acima e *downlap* mergulho abaixo, dentro de uma unidade sísmica ou sequência. O *offlap* é utilizado para designar o padrão de reflexão progradante dentro da bacia (Ribeiro, 2001 apud Mitchum *et al.*, 1977a).

Deve-se tomar cuidado com a interpretação das terminações das reflexões sísmicas, pois áreas com falhamentos intensos, intrusões e halocineses, podem bascular camada ocasionando interpretações errôneas sobre o tipo de reflexão sísmica envolvida.

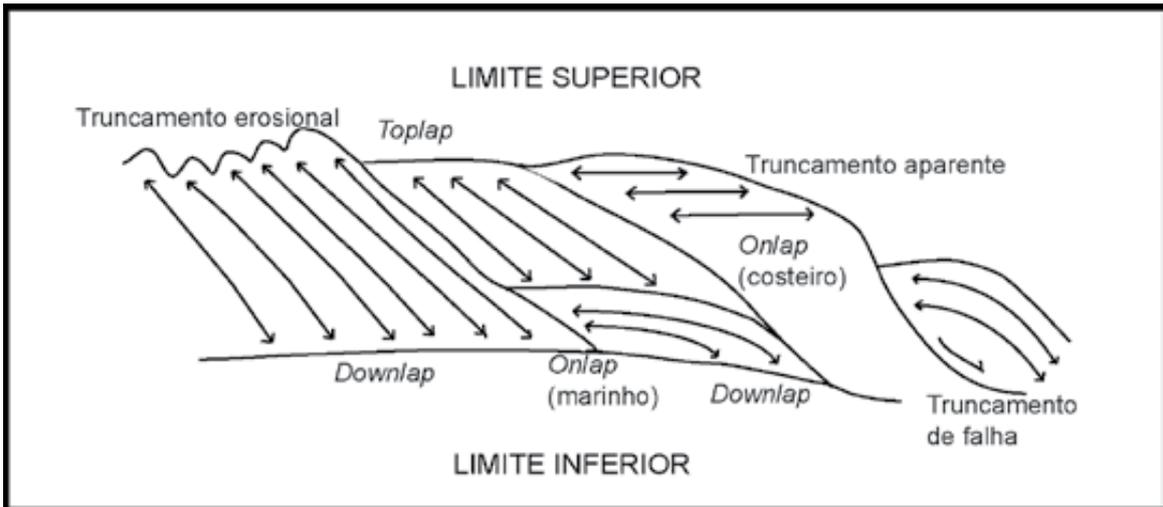


Figura 3.1: Relações de terminações de reflexões sísmicas. **Fonte:** Modificado de MITCHUM JR. , *et al.* (1977b) *apud* KARAM (2005).

3.2.1 Fácies Sísmicas

Define-se como unidade tridimensional, arealmente definida, constituída por reflexões sísmicas cujos parâmetros inerentes diferem das fácies adjacentes (Brown Jr. e Fisher, 1980 *apud* Ribeiro 2001). Uma fácies sísmica é o registro nas reflexões sísmicas dos fatores geológicos que as geraram, tais como: litologia, estratificação, feições deposicionais etc.

As unidades de fácies sísmicas são baseadas nas: configuração das reflexões, na continuidade, amplitude, frequência e velocidade intervalar (Figura 3.2).

EXEMPLOS DE UNIDADES DE FACES SÍSMICAS



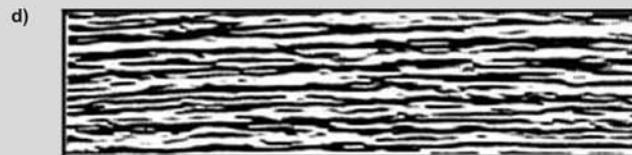
CONTÍNUA, BAIXA FREQUÊNCIA, BAIXA-MÉDIA AMPLITUDE



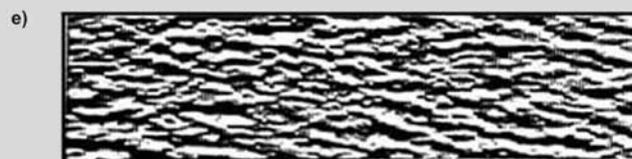
CONTÍNUA, BAIXA FREQUÊNCIA, MÉDIA-ALTA AMPLITUDE



CONTÍNUA, ALTA FREQUÊNCIA, ALTA AMPLITUDE



DESCONTÍNUA, ALTA FREQUÊNCIA, ALTA AMPLITUDE



CAÓTICA

Figura 3.2: Exemplos de fácies sísmicas baseado na amplitude, frequência, continuidade e geometria das reflexões. **Fonte:** Modificado de VEEKEN (2007).

3.2.1.1 Configurações Internas das Reflexões Sísmicas

A configuração interna das reflexões sísmicas é o parâmetro de fácies sísmicas mais utilizadas na sismoestratigrafia. Cada uma delas é interpretada em termos de ambiente deposicional e distribuição de litofácies (Figura 3.3). De acordo com Mitchum *et al.* 1977b as configurações internas são distinguidas em:

Paralela/subparalela: Indicam uma taxa de deposição uniforme dos estratos, sobre uma superfície estável ou uniformemente subsidente (Figura 3.3A).

Divergente: Indica uma variação na taxa de deposição, inclinação progressiva do substrato (*tilting*) ou os dois fatores juntos. A geometria divergente indica, portanto uma movimentação tectônica diferencial sin-deposicional (Figura 3.3B).

Progradantes: Ocorrem em áreas onde os estratos superpõem-se lateralmente, constituindo-se em superfícies inclinadas denominadas clinofomas, podendo ocorrer em diversos tipos de ambientes. Os padrões da clinofomas diferem em função das variações na razão de deposição e profundidade da lâmina d'água. No padrão oblíquo, o ângulo de mergulho é relativamente alto, as terminações de mergulho acima são *toplap* e mergulho abaixo em *downlap* (Figura 3.3C).

Os padrões das clinofomas oblíquas podem ser: a) tangencial, quando o mergulho do *foreset* diminui gradualmente na sua porção inferior, suavizando no *bottomset* e b) paralelo, quando a terminação mergulho abaixo se der em alto ângulo contra a superfície inferior da seqüência ou unidade sísmica. Esse tipo de padrão combina condições de suprimento sedimentar relativamente alto, pouca ou nenhuma subsidência e nível do mar estacionário, indicando águas rasas e alta energia de deposição.

Existem várias interpretações para estas configurações, o padrão paralelo, por exemplo, está relacionado a pouca mudança na direção de progradação no talude. Isto significa um preenchimento uniforme, sem grandes mudanças no depocentro. Esta geometria reflete um sistema de talude de alta energia (Veeken, 2007).

No padrão **tangencial** os *bottomsets* são bem desenvolvidos. Este tipo de *foresets* aponta para um mecanismo de transporte muito eficiente dos sedimentos sobre a área de plataforma, com deposição sobre toda bacia (Veeken, 2007).

As **clinofomas sigmoidais** caracterizam-se pela disposição lateral em forma de "S", através do crescimento progressivo em superfícies que mergulham suavemente para águas profundas. Esse tipo de clinofoma sugere baixa taxa de suprimento

sedimentar, subsidência contínua ou subida relativa do nível do mar rápida num ambiente deposicional de baixa energia. O **complexo sigmoidal-oblínquo** combina os padrões sigmoidal e oblínquo dentro de uma fácies sísmica, originando-se num ambiente deposicional de alta energia, onde ocorre a alternância de processos construtivos (sigmóides) e *bypass* sedimentar nos *topsets* (oblínquo).

Shingled: é um padrão progradante de pouca espessura, com os limites superior e inferior paralelos e cujos refletores internos apresentam mergulhos suaves terminando em *toplap* aparente e *downlap*. Este padrão está associado com ambientes deposicionais marinhos rasos de alta energia (Veeken, 2007) ou com progradações em ambiente marinho profundo no assoalho da bacia. Em bacias marinhas de águas profundas esta configuração tipo *shingling* destaca a importância da sedimentação de fluxos de massa. Isto significa acreção dos leques submarinos ou *mounds* de corrente de contorno (contornitos). Vale ressaltar que nenhuma conotação clara da profundidade d'água é designada para este tipo de *foresets* de baixo ângulo. Os mecanismos deposicionais atuantes são: tração, fluxo de massa e suspensão (Veeken, 2007).

Caótico: consistem em reflexões discordantes e descontínuas, sugerindo um arranjo desordenado das superfícies de reflexão, podendo indicar um ambiente de energia alta e variável, deformações penecontemporâneas ou posteriores à deposição (Figura 3.3D). Estas reflexões podem ser interpretadas em estratos com dobramentos, falhas pequenas, estruturas de escorregamento ou convolutas.

Reflexão *free* ou transparente: indica intervalos livres de reflexões (Figura 3.3E) e podem caracterizar pacotes sedimentares intensamente dobrados ou com mergulhos íngremes, assim como litologias homogêneas ou não estratificada para o método sísmico, como alguns tipos de folhelhos, arenitos espessos, carbonatos maciços, camadas de sal ou corpos ígneos.

Hummocky: consistem de segmentos descontínuos, subparalelos, formando um padrão randômico ondulado e segmentado (Figura 3.3F). Este padrão grada lateralmente para padrões de clinofomas maiores e melhor definidos e, em direção ao topo, grada para reflexões paralelas. Esse tipo de padrão é interpretado, geralmente, como lobos de estratos interdigitados no prodelta, área interdeltáica de águas rasas ou leques turbidíticos do sopé de talude.

As configurações: lenticular, segmentado e contorcidos são algumas variações dos padrões básicos.

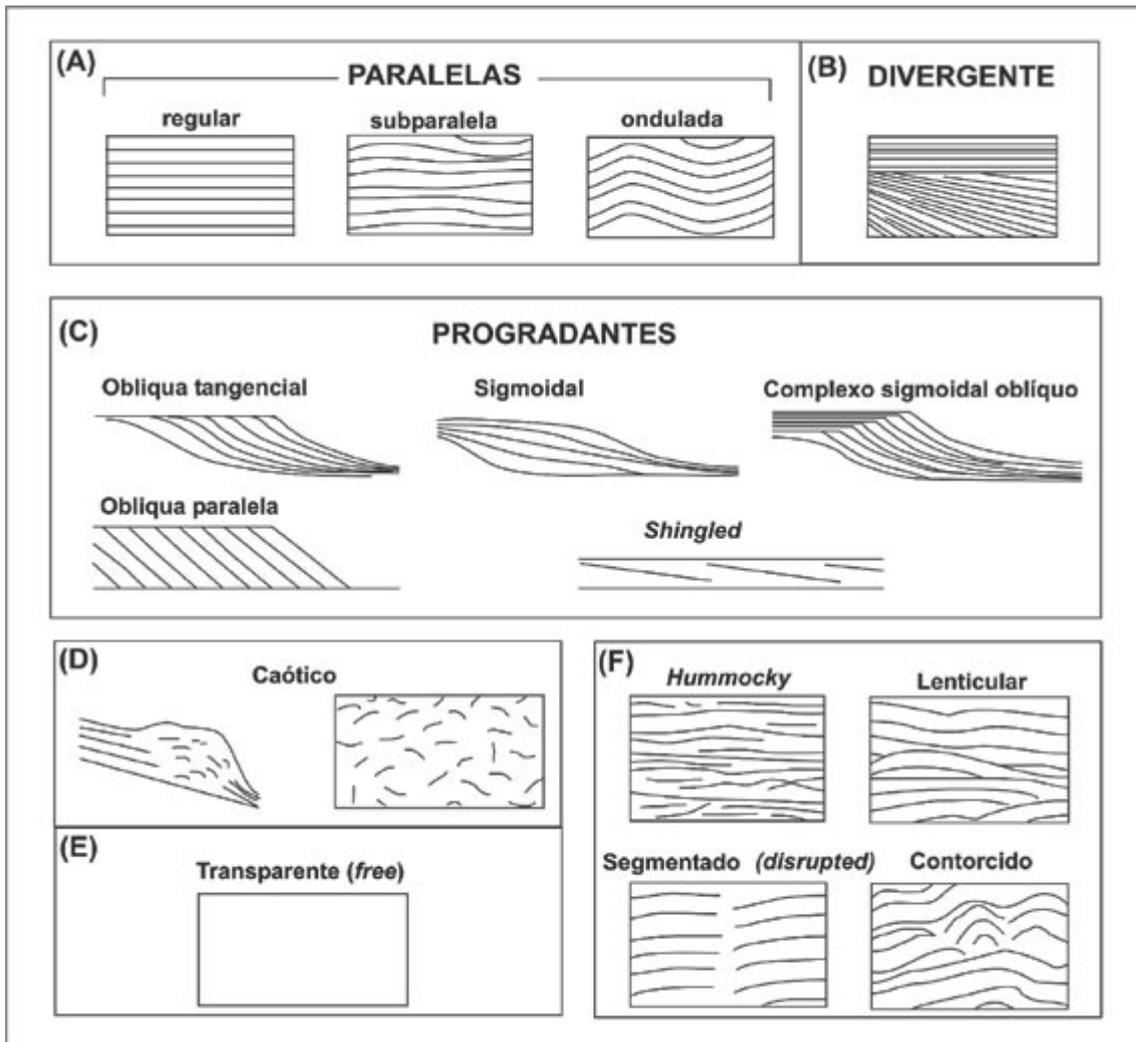


Figura 3.3: Padrões internos de configurações de sismofácies **Fonte:** Modificado de MITCHUM JR., *et al.* (1977b) *apud* KARAM (2005).

3.2.1.2 Geometria externa das Fácies Sísmicas

Depois da caracterização das sismofácies nas seções sísmicas, o entendimento das formas externas tridimensionais e as associações de fácies sísmicas são importantes na sua análise dos depósitos sedimentares.

As geometrias em lençol (*sheet*), cunhas (*wedge*) e bancos (*bank*) (Figura 3.4) caracterizam ambientes plataformais (Mitchum Jr. *et al.*, 1977b). As configurações dessas geometrias podem ser paralelas, divergentes e progradacionais.

Lençol (*sheet drapes*): Indica uma condição de sedimentação uniforme na bacia e com pouca mudança do ambiente de deposição. As fácies sísmicas são sub-paralelas a wavy e ondulantes. Geralmente estes *drapes* são compostos de depósitos de granulometria fina (Veeken, 2007).

Lentes: Podem ocorrer em diversas associações sísmicas de fácies, mas são mais comuns como formas externas de unidades prográdantes (clinofomas).

Mounds: são configurações de reflexões interpretadas como estratos que formam elevações ou saliências acima do nível geral das camadas circundantes. Muitos *mounds* são resultantes ou de processos deposicionais clásticos ou vulcânicos ou são construções orgânicas. Geralmente são de pequeno porte e seus limites externos podem ser definidos em seções sísmicas e são caracterizados por *onlap* e *downlap* dos estratos sobrejacentes os quais preenchem o espaço ao redor dos *mounds*. É feita uma subdivisão descritiva desse tipo de forma, baseada na configuração interna e geometria externa, a qual é considerada somente um passo preliminar na interpretação genética dos *mounds*. Leques de assoalho de bacia, lobos, escorregamentos, construções carbonáticas e recifes e cones vulcânicos têm este tipo de configuração bidimensional (Figura 3.5) (Karam, 2005). Estão relacionados a ambientes de mais alta energia.

Os padrões de reflexão de **preenchimento** são interpretados como estratos que preenchem feições de relevo negativo. As reflexões subjacentes podem mostrar truncamento erosional ou concordância ao longo da superfície basal da unidade de preenchimento. Unidades de preenchimento podem ser classificadas pela sua forma externa (Figura 3.4) (Karam, 2005).

Preenchimento de talude (*slope front fill*): Localiza-se na frente dos *foresets* e mostram claramente terminações de *onlap*. Este tipo de unidade são também formas de geometria externa de lente ou leques. A configuração da reflexão interna varia muito e é dependente também do conteúdo litológico. Eles são locais de deposição de areia de ambiente marinho profundo (Veeken, 2007).

Preenchimento erosivo (*channel fill e trough fill*): Sugere uma mudança lateral drástica na taxa de energia. Este preenchimento representa sistemas de cânions e canais distributários nos sistemas de leques. Os canais podem ser meandranes, anastomosados e entrelaçados (Veeken, 2007).

Preenchimento Não-erosivo (*basin fill*): Indicativo de uma topografia de fundo de bacia em áreas “famintas” de sedimentos (Veeken, 2007).

Grandes estruturas de preenchimento podem ser mapeadas como entidades separadas; porém, se o tamanho e a resolução diminuïrem, estas feições podem ser agrupadas em complexos ou tratadas como feições subordinadas de grandes unidades sísmicas (Figura 3.4) (Karam, 2005).

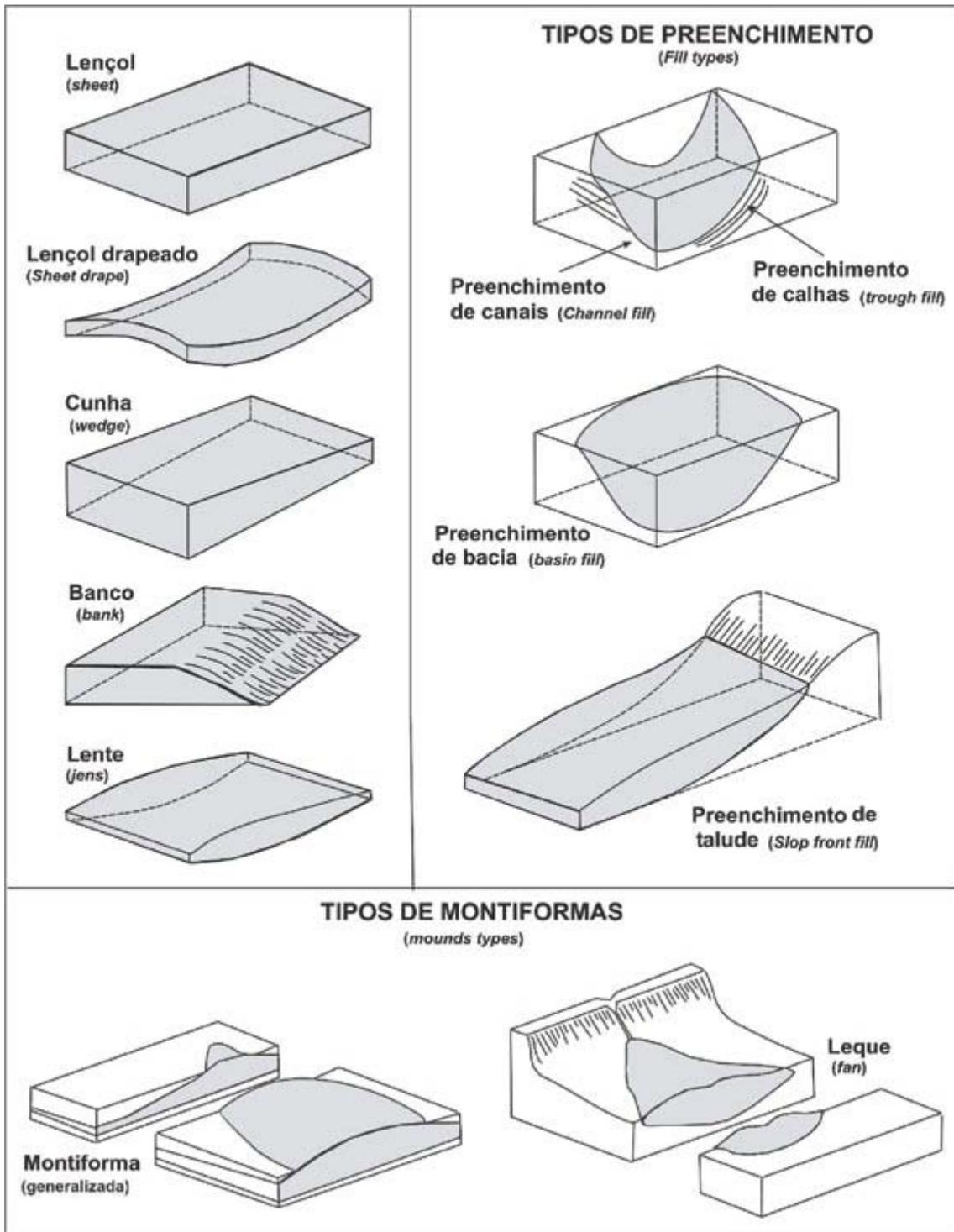


Figura 3.4: Geometrias externas características de algumas sismofácies. **Fonte:** Modificado de MITCHUM JR., et al. (1977b) apud KARAM (2005).

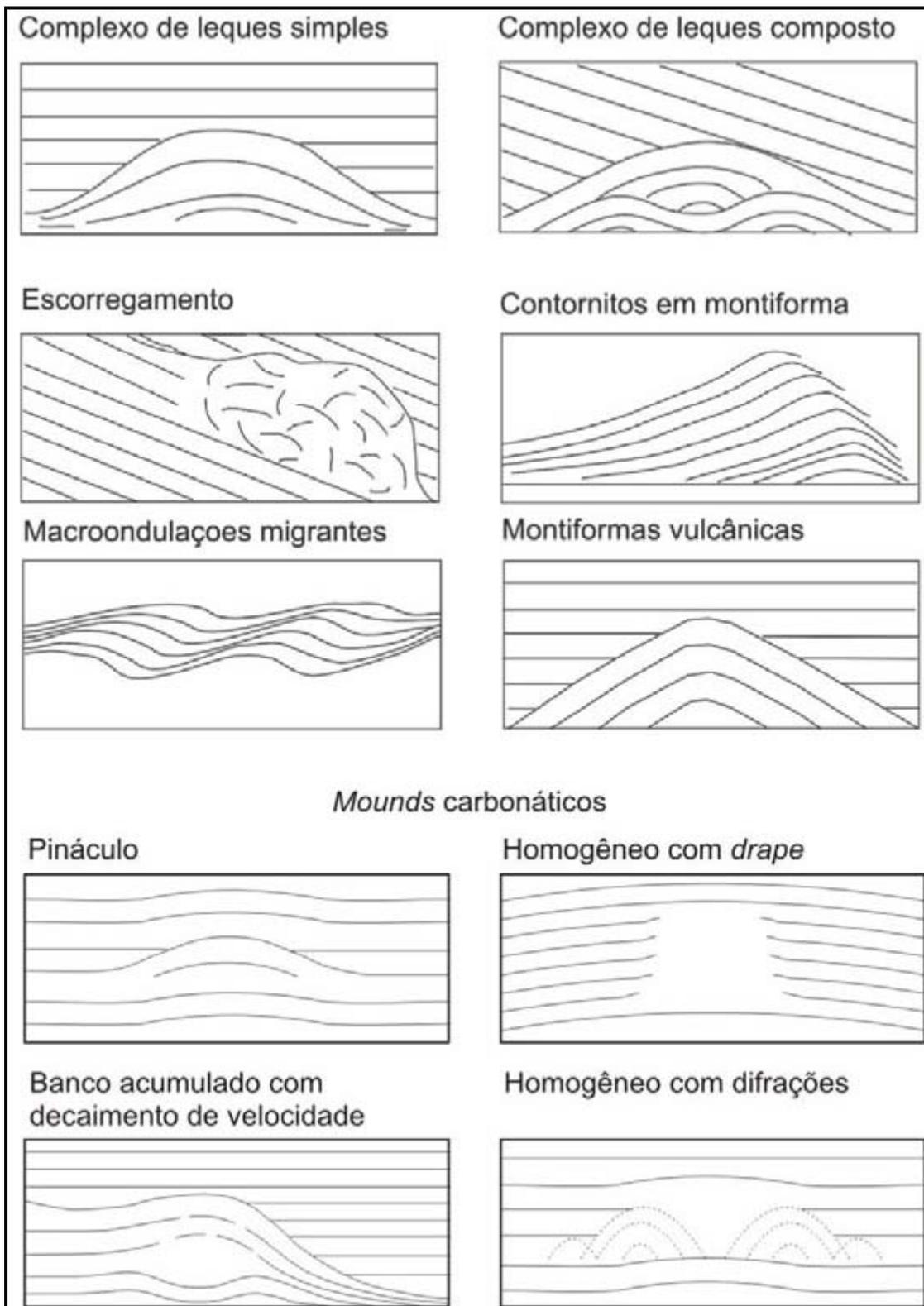


Figura 3.5: Padrões dos refletores internos de algumas sismofácies em montiforma. **Fonte:** Modificado de MITCHUM JR., *et al.* (1977b) *apud* KARAM (2005).

3.3 Deltas de margem de plataforma

Segundo (Catuneanu, 2006), os quatro principais processos que contribuem para a acumulação de sedimentos clásticos nos ambientes de água profunda são: 1) progradação de deltas de margem de plataforma no talude superior, seguido de estágios de queda do nível do mar de alta magnitude, 2) fluxos gravitacionais; 3) correntes de contorno e 4) sedimentação hemipelágica.

Deltas de margem de plataforma são responsáveis pelo espalhamento de grande quantidade de areia para os leques submarinos na fase de regressão forçada. No entanto na plataforma a quantidade de areia preservada é muito pequena, pois há pouco espaço de acomodação.

Segundo Catuneanu (2006), grandes rebaixamentos do nível do mar são responsáveis pela progradação de deltas de margem de plataforma com geometrias de *offlap*, onde observa-se *downlap* até o talude continental superior, contemporâneo com as manifestações de significativos eventos de fluxos gravitacionais em ambientes de água profunda.

De acordo com Cummings e Arnott (2005), estes fluxos gravitacionais consistem principalmente de correntes de turbidez de alta densidade que são potencialmente ricos em sedimentos fluviais arenosos alimentados por canais distributários para ambientes de águas profundas, depositados entre a plataforma externa e o talude superior.

Segundo Catuneanu (2006), no caso de deltas depositados em trato de mar baixo tardio ocorrem depósitos de fluxos gravitacionais, porém a razão areia/lama é pequena. Já na plataforma há maior trapeamento de areia uma vez que o espaço de acomodação é positivo.

Conclui-se, portanto que turbiditos alimentados por deltas de margem de plataforma no trato de mar baixo tardio não desenvolvem reservatórios de boa qualidade, enquanto que turbiditos formados em deltas de mar baixo inicial ou de trato de sistema de queda são os responsáveis pela formação de turbiditos de alta densidade, com reservatórios de boa qualidade.

Os deltas são tipicamente desenvolvidos onde existe uma significativa queda do nível do mar e uma alta taxa de suprimento sedimentar, com a linha de costa se aproximando ou junto à quebra da plataforma (Coleman *et al.*, 1983; Coleman e Roberts, 1988 *apud* Mellere *et al.*, 2002; Suter e Berryhill, 1985). Embora muitos

autores frequentemente associem os deltas de margem de plataforma a queda relativa do nível do mar, alguns autores acreditam que os mesmos podem ser desenvolvidos em várias condições de nível relativo do mar (e.g. Trincardi e Field, 1990; Tesson *et al.*, 1993; Sydow e Roberts, 1994 *apud* Mellere *et al.* 2002); Morton e Suter, 1996); 1) onde os deltas se encaixam na categoria de cunhas prográdantes de estágio de quedas com regressões forçadas (Hunt e Tucker, 1992; Plint e Nummedal, 2000 *apud* Mellere *et al.*, 2002); 2) durante o início do aumento do nível do mar (e.g. Posamentier *et al.*, 1988; Hart e Long, 1996 *apud* Mellere *et al.*, 2002), também conhecido estratigraficamente como cunha de mar baixo; ou 3) durante aumento tardio do nível do mar (Kolla e Pelmutter, 1993) formando parte do trato de sistema transgressivo.

Moreira e Carminatti (2004) consideram os sedimentos do Eoceno Inferior-Médio da Bacia de Santos como associados aos deltas de margem de plataforma depositados durante a fase tardia do nível de mar baixo até fase tardia do nível de mar alto, ou seja consideram que os deltas também podem ser depositados no trato de sistema de mar alto.

De acordo com Porebski e Steel (2006), os deltas de margem de plataforma depositados durante o trato de sistema de mar alto tipicamente mostram uma tendência agradacional (assinalando um aumento do nível do mar) na plataforma externa. De acordo com os autores esta é a causa para serem espessos (superior a 100m) e para mostrarem uma arquitetura interna de granocrescência ascendente, com parassequências influenciadas por marés, no entanto em direção a borda da plataforma estes deltas serão mais lamosos.

Moreira e Carminatti (2004) interpretaram que os deltas de margem de plataforma foram formados ora durante o trato de sistema de mar alto e ora durante o trato de sistema de mar baixo depositados em zona de plataforma estreita e rasa, com profundidades de água de no máximo 30 m. Isto foi verificado na modelagem realizada por Moreira (2000) em sua tese de doutoramento, e mais tarde interpretado como sistemas deposicionais deltaicos, predominantemente argilosos, de margem de plataforma.

Existem vários exemplos de bacias produtoras de hidrocarbonetos com reservatórios associados a deltas de margem de plataforma. Dentre elas podemos destacar o Golfo do México, nos Estados Unidos, as bacias do Oeste da África e a Bacia de Nova Scotia, no Canadá. Todas estas bacias encontram-se no contexto tectônico de margem passiva. Nesta dissertação usaremos como análogo a Bacia Central de

Spitsbergen, pois esta bacia apresenta afloramentos de deltas de margem de plataforma, com excelentes descrições de fácies e ambientes sedimentares.

Para Berg (1982) *apud* Suter e Berryhill (1985), os deltas de margem de plataforma são de grande importância na exploração de petróleo porque eles são primariamente indicadores de antigas margens de plataforma. Segundo o autor estes também marcam depocentros de antigos rios que provavelmente contêm grande conteúdo de areia em proximidade com sedimentos de granulometria fina e relativamente ricos em matéria orgânica. Igualmente podem ser usados como elementos na procura de turbiditos de alta densidade depositados em direção à bacia.

Segundo Morton e Suter (1996), a história estrutural dos deltas de margem de plataforma inclui vários estágios de reativação de falhamentos causados pela movimentação do sal e deslocamento de diápiros. De acordo com as interpretações sísmicas os deltas interpretados na área de estudo seguem este mesmo padrão, ou seja, depositados durante vários estágios de reativação de falhamentos em conjunto com a halocinese.

Os depósitos de deltas de margem de plataforma, de idades paleocênica e eocênica, estudados nesta dissertação não foram amostrados nos poços o que dificultou a interpretação destes possíveis reservatórios em termos de fácies e processos sedimentares.

3.4 Aplicação da estratigrafia de sequências em deltas

Segundo Porebski e Steel (2006), os deltas podem ser classificados de acordo com a mudança do nível relativo do mar e com a posição na plataforma, sejam eles deltas de plataforma interna (durante o trato de mar alto), deltas de plataforma média (durante o trato de sistema de mar baixo inicial), deltas de margem de plataforma (durante os tratos de sistemas de mar baixo e alto) e deltas *bayhead* (durante o trato transgressivo) (Figura 3.6).

Em termos dinâmicos deltas são formados onde a taxa do aporte sedimentar (Q) de um dado tamanho de grão (M) excede o efeito combinado de aumento relativo do nível do mar (R , onde $R \geq 0$) e capacidade de retrabalhamento (D) de depósitos marinhos (Swift e Thorne, 1991 *apud* Porebski e Steel, 2006). Estas variáveis geohistóricas são usadas para definir a razão do regime de plataforma (acomodação/suprimento) $\Psi = RD/QM$, que pode ser usado para diferenciar entre regime de plataforma dominada por acomodação ou suprimento. Regime dominado pela acomodação ($\Psi > 1$) caracteriza plataforma transgressiva com o concomitante desenvolvimento de

estuários e recuo de *shorefaces*, caracterizado por altas taxas de subida do nível do mar, visto que regime dominado por suprimento ($\Upsilon < 1$) (Figura 3.7) descreve condições de plataforma com o domínio de deltas caracterizado por altas taxas sedimentares (Porebski e Steel, 2006).

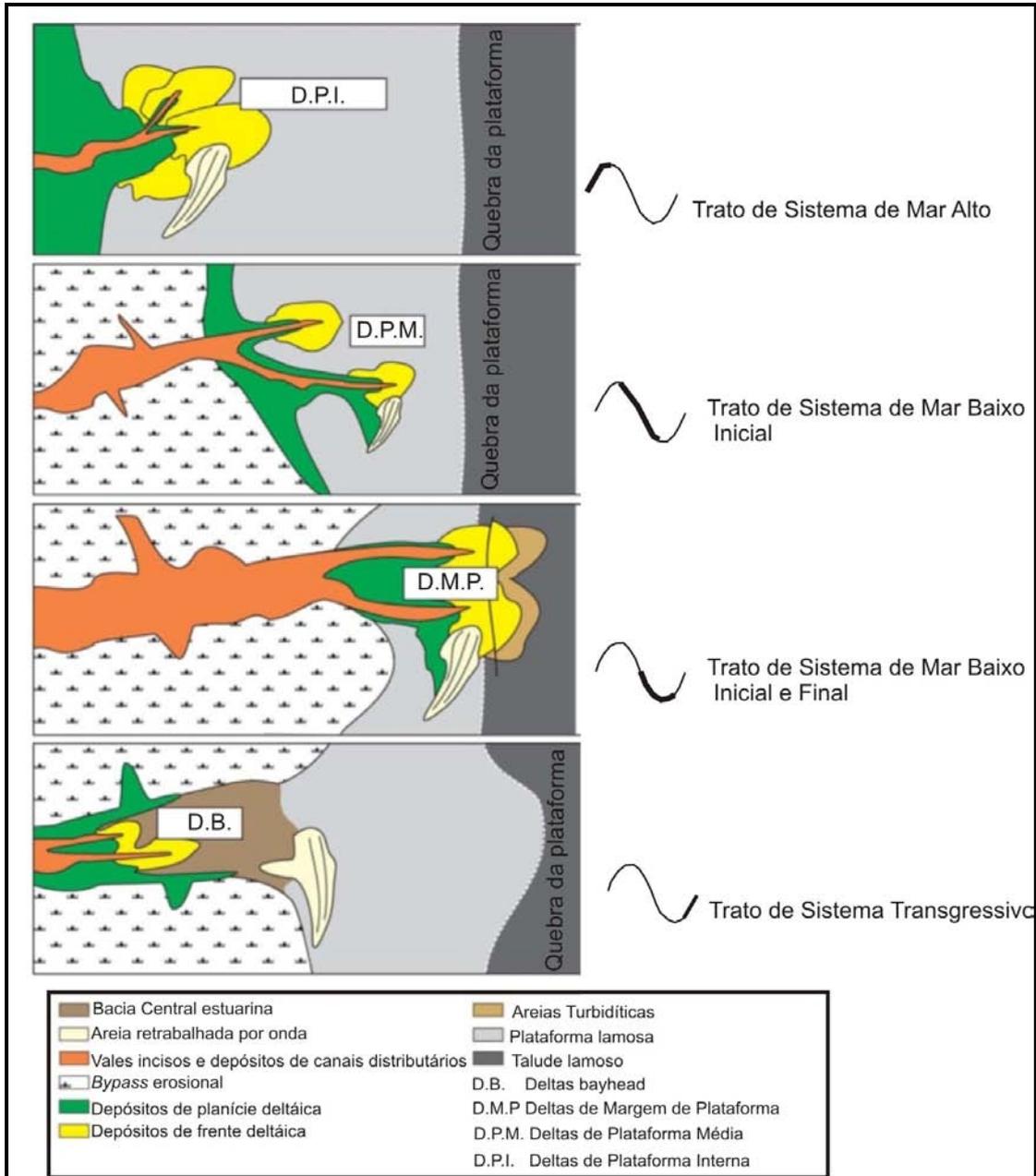


Figura 3.6: Localização dos vários tipos de deltas, na plataforma, de acordo com a variação relativa do nível do mar. Os deltas de Plataforma Interna foram depositados durante o trato de sistema de mar alto; os Deltas de Plataforma Média durante o trato de sistema de mar baixo inicial; o Delta de Margem de Plataforma durante os tratos de sistema de mar baixo inicial e final; e o Delta de *Bayhead* durante o trato de sistema transgressivo. **Fonte:** Modificado de POREBSKI E STEEL (2006).

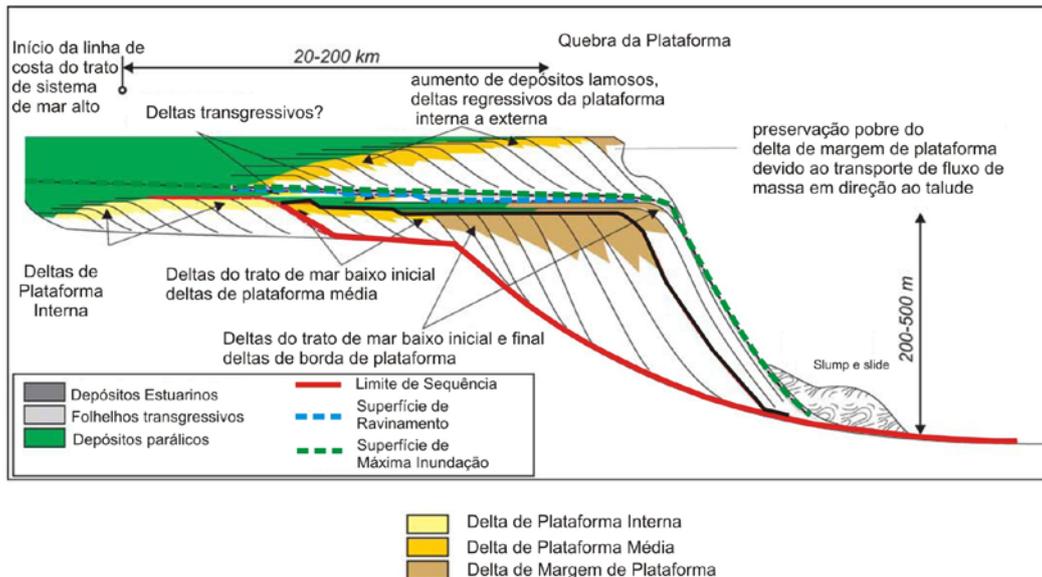


Figura 3.7: Deltas dominados pelo suprimento sedimentar. Observam-se deltas de margem de plataforma depositados sobre a superfície de máxima inundação associado ao trato de sistema de mar alto. O limite de sequência é posicionado no início da queda do nível do mar, sobre este limite ocorrem depósitos regressivos do trato de mar baixo inicial e final. **Fonte:** Modificado de POREBSKI E STEEL (2006).

Regimes dominados pelo suprimento: Normalmente distinguidos por regressões, o aporte sedimentar é realizado pelos rios, que transportam as partículas até a plataforma e, até mais além, via planícies deltaicas. A partir destes sedimentos são transportados ao longo da plataforma e talude por correntes marinhas de tempestades dando origem a depósitos alóctones, nos quais um volume de sedimentos finos e móveis espalha-se por todas as partes da plataforma, construindo depósitos espessos e uniformes (Fontana, 1996).

Regimes dominados pela acomodação: Predominam as transgressões, durante as quais as desembocaduras dos rios se transformam em estuários, aprisionando os sedimentos. A região da praia sofre retração erosiva, de modo que o *bypassing* de sedimentos torna-se expressivo e dominante, resultando numa sedimentação alóctone com depósitos de pequena espessura, não uniformes e de granulometria grossa (Fontana, 1996).

Devido a alta taxa de suprimento sedimentar relacionado a subida da Serra do Mar, podemos ponderar também, baseado na menor extensão da plataforma da Bacia de Santos e no alto influxo sedimentar, que a mesma é caracterizada por regime dominado por suprimento sedimentar. Neste caso, os sedimentos são depositados desde a plataforma média até o talude, sendo este um dos motivos para ocorrência de deltas de margem de plataforma durante o trato de sistema de mar alto.

Para auxiliar na classificação dos deltas é importante compreender o desenvolvimento do ciclo completo de uma sequência deposicional, ou seja, tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo e de mar alto.

Durante o trato de sistema de mar alto depositam-se deltas localizados na plataforma interna. Estes deltas são prográdantes e geralmente alcançam a borda da plataforma. Nas áreas bacinais observa-se somente sedimentação hemipelágica e pelágica.

De acordo com Posamentier e Allen (1999) no início do trato de sistema de mar alto grande parte da plataforma e da bacia distal é dominada pela deposição da seção condensada ainda que a linha de costa esteja começando a migrar em direção ao mar. O trato de sistema de mar alto é caracterizado por baixa progradação e agradação associado a regressão normal.

A subsequente queda do nível do mar formará deltas de margem de plataforma associado a regressão forçada. Esta queda do nível do mar promove a progradação de corpos arenosos até as áreas distais da bacia formando os turbiditos de alta densidade, geralmente excelentes reservatórios. No início da queda do mar serão depositados sedimentos na plataforma média e externa e no talude superior. Diagnósticos para este trato de sistema são os depósitos marinhos rasos com padrões de empilhamento prográdante e feições de *offlapping*, que são de idades equivalentes aos leques submarinos marinho profundo (Hunt e Tucker, 1992; Plint e Nummedal, 2000) *apud* Catuneanu *et al.* (2008).

A subida do nível do mar após o período de regressão forçada irá formar depósitos na borda da plataforma e no talude, este trato de sistema de mar baixo é caracterizado pela cunha de mar baixo e por depósitos turbidíticos de baixa densidade.

A máxima subida do nível relativo do mar é representada pela superfície de máxima regressão, esta superfície separa o trato de sistema de mar baixo do trato de sistema transgressivo. O trato de sistema transgressivo preenche os vales incisos durante a transgressão. Este trato é típico de ambientes estuarinos e sistemas de ilhas-barreiras, e de deltas de *bayhead* (Catuneanu, 2002).

Uma das grandes discussões na estratigrafia de sequências é sobre o posicionamento exato do limite de sequência. Posamentier e Allen (1999) localizam o limite de sequência no início da queda do nível do mar enquanto Hunt e Tucker, (1992), Plint e Nummedal (2000) *apud* Catuneanu *et al.* (2008) o localiza no início da subida do nível do mar, ou seja, na base da cunha de mar baixo. O posicionamento do limite de sequência será importante para a escolha da metodologia a ser adotada no momento

da definição dos tratos de sistemas. Catuneanu *et al.* (2006) defendem que não há certo ou errado no momento da escolha do posicionamento do limite de sequência sendo importante somente mencionar qual autor o intérprete está se baseando para o referido estudo.

Os limites de sequência desta dissertação foram posicionados na base do trato de sistema de mar baixo inicial, de acordo com a classificação de Posamentier (1988) *apud* Catuneanu *et al.* (2008) sendo que em direção à bacia o limite de sequência passará a conformidade correlativa. Para os autores Hunt e Tucker, (1992); Plint e Nummedal (2000) *apud* Catuneanu *et al.* (2008) o limite de sequência de Posamentier (*op. cit.*) denomina-se superfície basal de regressão forçada.

4.0 Sequências Depositionais do Paleoceno e Eoceno

Os resultados apresentados neste capítulo referem-se ao mapeamento sismoestratigráfico proposto para a área de estudo, abrangendo nove linhas sísmicas *dip* e uma linha *strike* localizadas a noroeste da Falha de Cabo Frio (Figura 1.2).

A área de estudo é limitada a sudoeste por uma falha lítrica normal com estrutura de *rollover* observado na linha sísmica *strike* (0247-0046). A área estudada está localizada no bloco alto desta falha (Figura 4.1).

O mapeamento sismoestratigráfico auxiliou na determinação dos tratos de sistemas, das superfícies estratigráficas e dos processos e fácies envolvidas na deposição dos sedimentos do Terciário Inferior detalhado através de mapas de sismofácies.

As sequências definidas nesta dissertação foram determinadas de acordo com o proposto por Mitchum *et al.* (1977a), ou seja, a partir das terminações dos refletores sísmicos: *onlap*, *downlap*, truncamento erosivo e *toplap*; e das configurações internas e externas das sismofácies.

Foram individualizadas seis sequências deposicionais denominadas de S1, S2, S3 (Paleoceno), S4, S5 e S6 (Eoceno). Posamentier *et al.* (1988) *apud* Catuneanu *et al.* (2008) definem sequência deposicional como o estudo de relações entre rochas, dentro de um intervalo estratigráfico, de estratos geneticamente relacionados limitados por superfícies de erosão e não sedimentação, ou suas conformidades correlativas.

Sendo assim conclui-se que as sequências deposicionais podem ser definidas a partir da caracterização dos seus limites de sequência. Para a área de estudo foram determinados sete limites de sequência denominadas da base para o topo de: H1, H2, H3 de idade paleocênica, H4, H5, H6 de idade eocênica e H7 do Oligoceno Inferior (Tabela 4.1).

De acordo com a classificação de Vail *et al.* (1991) *apud* Karam (2005) as sequências do Paleoceno e Eoceno, na área de estudo, podem ser divididas em quatro ciclos de terceira ordem e dois ciclos de segunda ordem, respectivamente. Isto se deve ao período de deposição dos sedimentos que para o Paleoceno é de aproximadamente dez milhões de anos enquanto para o Eoceno é por volta de vinte milhões de anos.

Tabela 4.1: Cores dos refletores dos limites de seqüências e seqüências mapeados e suas respectivas denominações na área de estudo

Cor	Limite de Sequência	Sequência	Idade
Laranja	H7		Oligoceno Inferior
		S6 (H6-H7)	
Rosa	H6		Eoceno
		S5 (H5-H6)	
Rosa	H5		Eoceno
		S4 (H4-H5)	
Roxo	H4		Eoceno
		S3 (H3-H4)	
Marrom	H3		Paleoceno
		S2 (H2-H3)	
Roxo	H2		Paleoceno
		S1 (H1-H2)	
Vermelho	H1		Paleoceno (Limite K-T)

Os eventos tectônicos de segunda ordem (3 – 50 milhões de anos) são controlados por mudanças na taxa de subsidência tectônica na bacia ou por mudanças na taxa de soerguimento na área-fonte dos sedimentos. Os maiores ciclos transgressivo-regressivos são sua assinatura estratigráfica (Vail *et al.*, 1991 *apud* Karam, 2005).

Os ciclos de terceira ordem (0,5 – 3 milhões de anos) são os alicerces da estratigrafia de seqüências porque eles são, algumas vezes, de uma escala bem determinada nos dados sísmicos. Eles são identificados pelo reconhecimento de ciclos individuais de criação e destruição do espaço de acomodação. De acordo com Vail *et al.* (1991) *apud* Karam (2005), estes ciclos seriam controlados pela glacio-eustasia; contudo, Cloetingh (1988b) *apud* Karam (2005) propõe que os mesmos sejam controlados pelo estresse

intraplaca, uma vez que existem mesmo durante períodos de tempo onde não houve glaciações.

As linhas sísmicas 0248-0017 e 231-0649 (Figuras 4.2 e 4.3) foram consideradas como regionais já que estas, em conjunto, abrangem a maior parte da plataforma-talude-bacia, sendo possível definir os limites de sequência, os tratos de sistemas e as superfícies de máxima inundação em uma maior área deposicional. Estas linhas sísmicas foram utilizadas para a construção do diagrama cronoestratigráfico de Wheeler.

Um dos problemas enfrentados no mapeamento das sequências deposicionais referem-se a escassez de linhas sísmicas *strike*, bem como à falta de poços com amostragem completa de idade terciária. Na área de estudo, os poços BSS-83 e BSS-74 compreendem somente depósitos de idade cretácea e parte da sequência inferior do Terciário (sequência S1). O poço SPS-32, que representa todo o intervalo do Cretáceo e Terciário, está localizado fora da área estudada.

Observa-se uma importante feição de escape de gás na área do poço BSS-74 fato este que dificultou na interpretação dos refletores sísmicos, pois esta região apresenta configuração interna caótica (Figura 4.1). Esta feição comprova que ocorreu geração de hidrocarbonetos na bacia, porém o poço foi classificado como sub-comercial.

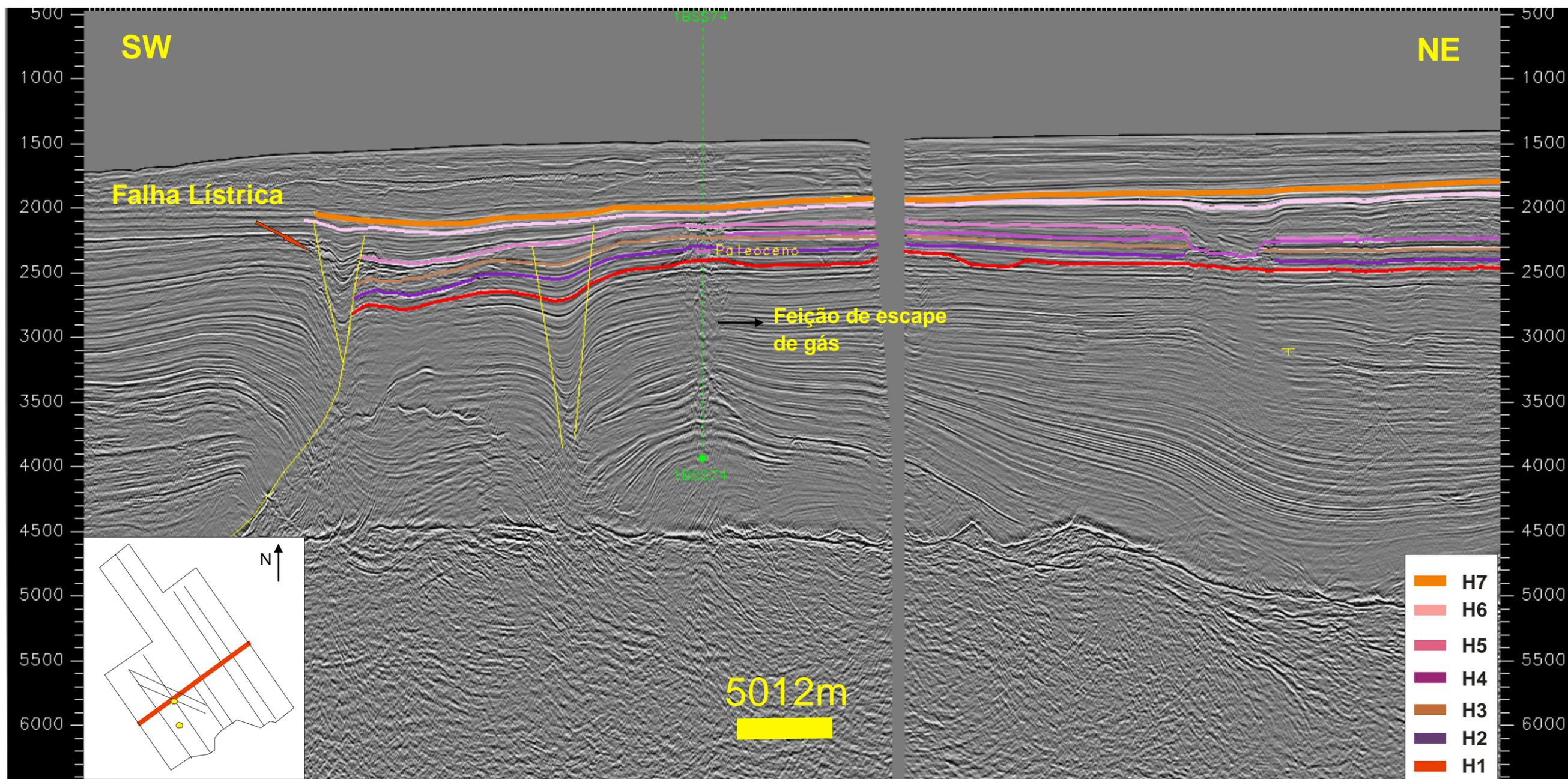


Figura 4.1: Linha sísmica *strike* 247-0046, em tempo (TWT). A área de estudo é limitada a sudoeste por uma falha lítrica. A área de estudo está situada no bloco alto desta falha lítrica. Nota-se a feição de escape de gás no poço BSS-74

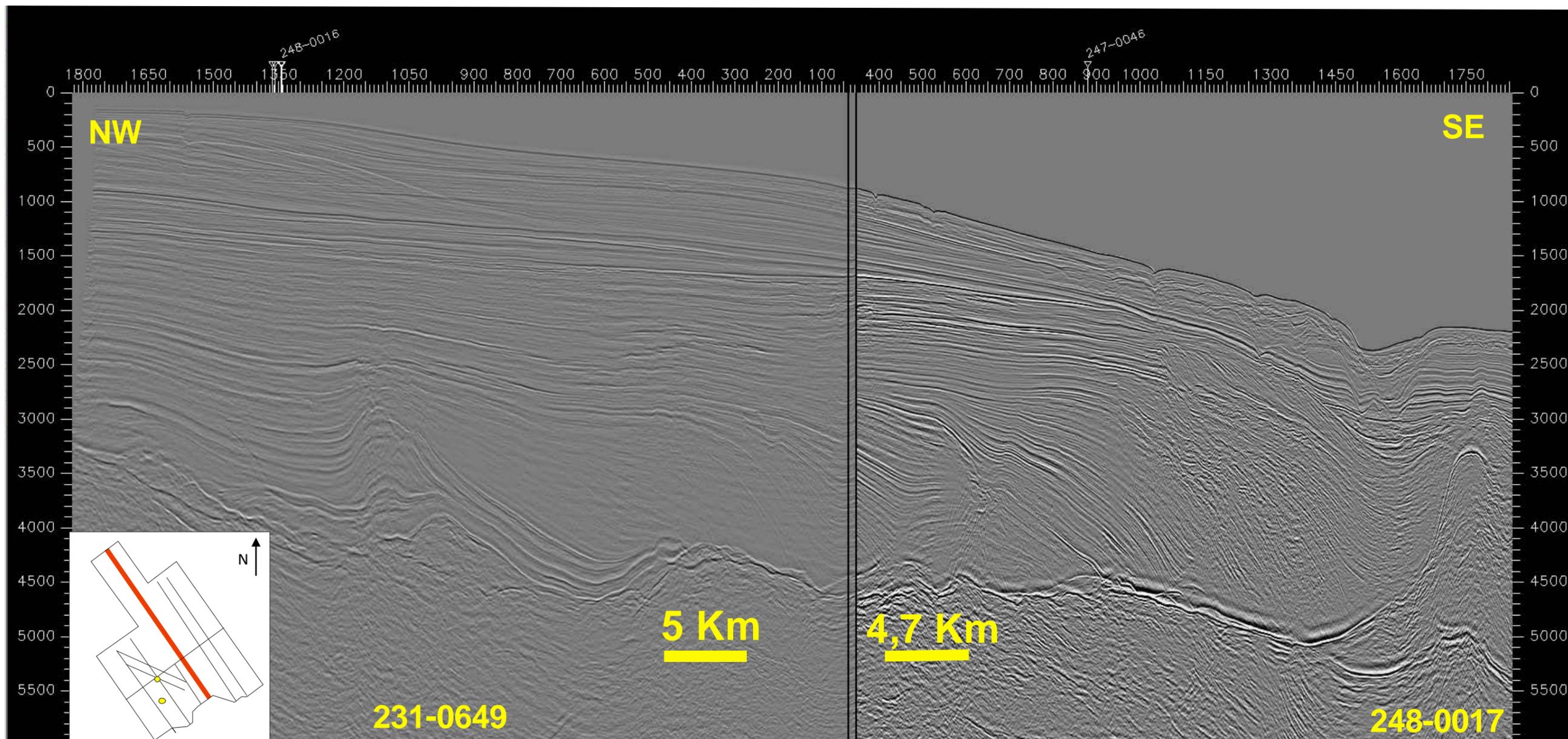
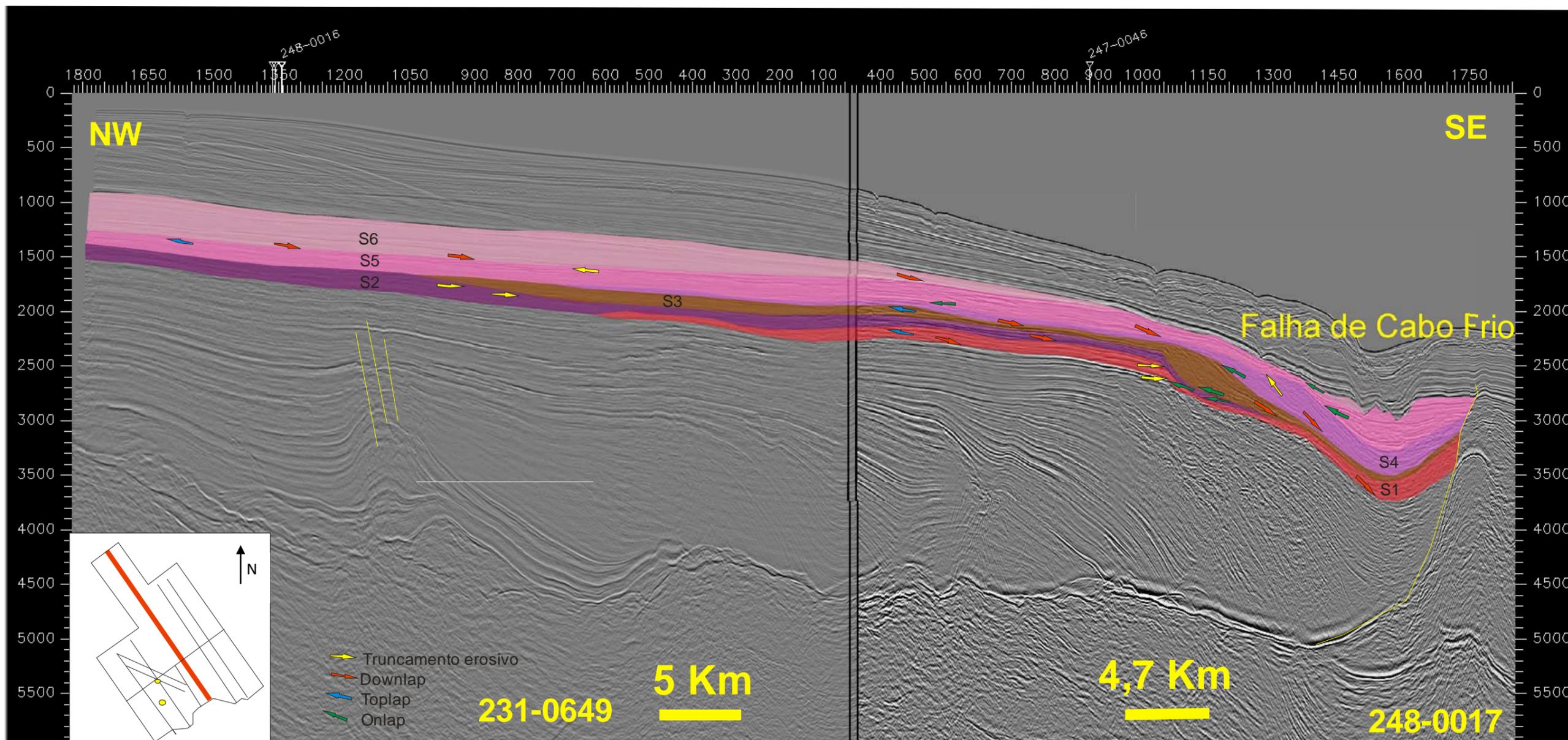


Figura 4.2: Linha Sísmica Regional (231-0649 e 248-0017), em tempo (TWT), não interpretada.



Gap do Albiano

Figura 4.3: Linha sísmica regional (231-0649 e 248-0017) em tempo (TWT). Observa-se as seqüências deposicionais mapeadas (S1) com as terminações dos refletores sísmicos (*onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamento erosional). A área de estudo é limitada a sudeste pela Falha de Cabo Frio. As seqüências deposicionais mapeadas estão inseridas na região denominada de *gap* do Albiano. As maiores espessuras de sedimentos foram depositados no bloco baixo desta falha, conforme mostrado nos mapas de isópacas das seqüências descritas a seguir.

4.1 Mapeamento Sismoestratigráfico

Neste item serão apresentadas todas as seqüências obtidas pela interpretação sismoestratigráfica realizada. Serão dados detalhes sobre cada seqüência deposicional, os tipos de configurações internas, externas e os padrões de preenchimento das sismofácies, bem como a continuidade e amplitude dos refletores sísmicos.

4.1.1 Sequência S1

A seqüência deposicional S1 está compreendido entre os limites de seqüência inferior H1 e o limite de seqüência superior H2. De acordo com as interpretações realizadas e confrontação com trabalhos existentes, além de dados bioestratigráficos, a deposição desta seqüência foi correlacionada ao período Paleoceno. O limite de seqüência inferior está associado a uma quebra nos perfis de sônico e raio gama denominado de limite Cretáceo-Terciário (limite K-T). Esta quebra não está tão marcada no poço BSS-74, porém correlacionando também com os dados bioestratigráficos foi possível determinar esta passagem do Cretáceo para o Terciário.

O limite de seqüência inferior (horizonte H1) está associado a *toplap* e truncamentos erosivos no topo e *downlap* e *onlap* na base. A terminação em *onlap* neste limite de seqüência inferior é observada na borda da plataforma e no talude superior, o *downlap* está presente na plataforma e no sopé do talude (Figura 4.3). Observa-se no topo do limite de seqüência inferior (H1) truncamentos erosivos bem marcados no talude superior e terminações em *toplap* na plataforma.

Observa-se que o limite de seqüência H1 é truncado pelo limite de seqüência superior (H2) (Figura 4.3) na área da plataforma interna impedindo a continuidade deste refletor para as áreas mais proximais da bacia.

O limite de seqüência H1 é de fácil rastreamento na área da plataforma externa, este é caracterizado por um refletor de pico preto (sobrepuesto a um pico branco de alta amplitude, bem marcado na linha sísmica 247-0017) com refletividade média, mas em direção à bacia e na plataforma média, o rastreamento é mais complexo devido às mudanças no padrão das sismofácies.

No mapa de topo do limite de seqüência (H1) (Figura 4.4) pode-se observar a quebra da plataforma no tempo duplo de 2600 ms. A plataforma pode ser identificada como curvas de contorno mais suaves desde o tempo de aproximadamente 1900 ms até 2600 ms. Da plataforma até a bacia há um desnível de aproximadamente 3000 ms indicando um grande espaço de acomodação na área que engloba desde a quebra da

plataforma até a bacia. A interpretação deste limite de sequência inferior é interrompida na Falha de Cabo Frio, sem continuidades para o bloco alto da falha.

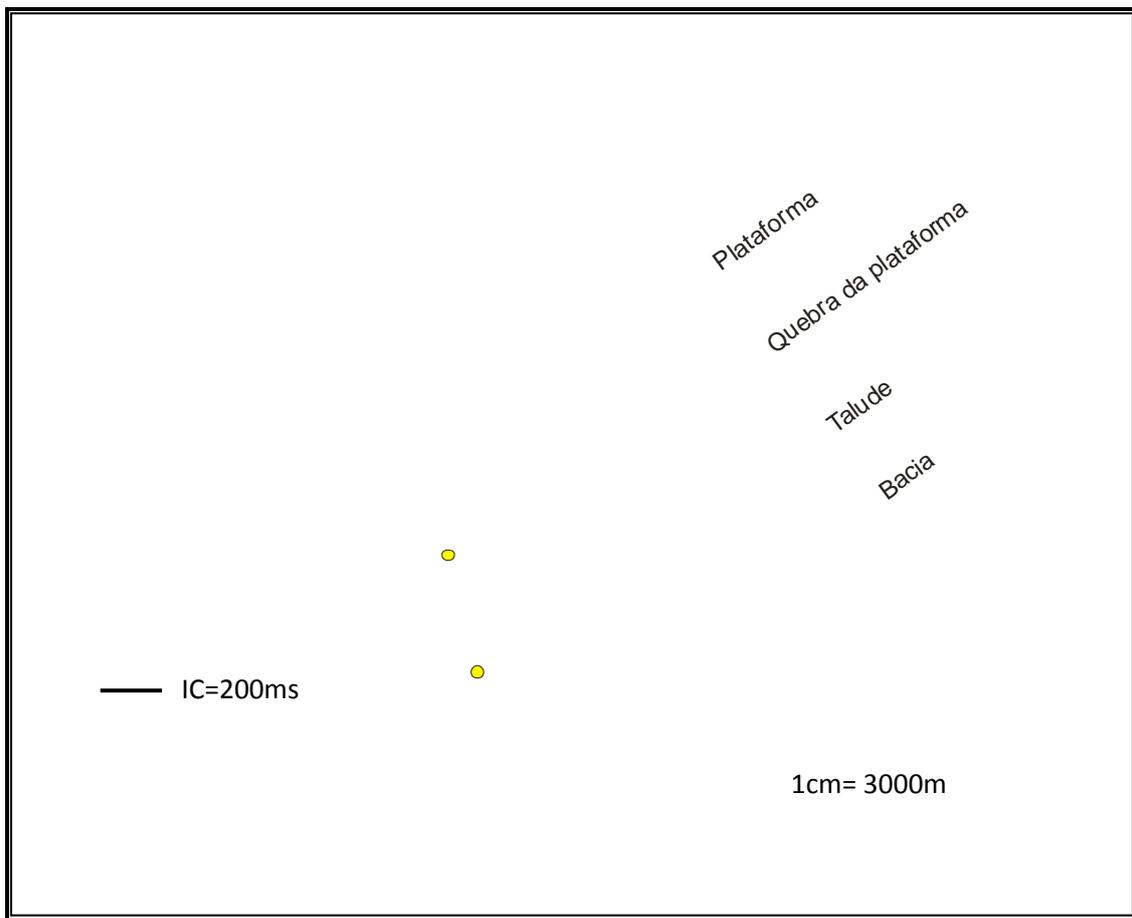


Figura 4.4: Mapa de contorno estrutural do limite de sequência H1, em tempo (TWT). Observa-se a quebra da plataforma no tempo duplo de 2600 ms. A partir da quebra predomina curvas de nível mais apertadas caracterizando o talude. O círculo amarelo representa os poços utilizados no estudo. O limite de sequência H1 não se estende para as áreas proximais. IC (intervalo de contorno)

O limite de sequência superior (H2) é truncado pelo limite de sequência (H3) na área do sopé do talude, não há continuidade do limite de sequência H2 em direção às áreas mais distais da bacia, no entanto este refletor é contínuo para as áreas plataformais.

O mapa estrutural do limite de sequência superior H2 (Figura 4.5) é caracterizado por curvas de níveis mais suaves típicas de plataforma até o tempo 2400 ms. A partir do tempo duplo de 2600 ms observa-se a quebra da plataforma, no entanto este limite de sequência (H2) encontra-se erodido para as áreas distais da bacia. Não há um grande desnível desde a quebra da plataforma até as áreas bacinais como observado no limite de sequência H1, pois a declividade do talude não é tão acentuada, já que em direção ao sopé do talude o mesmo tende a se horizontalizar. O que pode estar associado a pouca ou ausente movimentação do sal na época da deposição destes sedimentos.

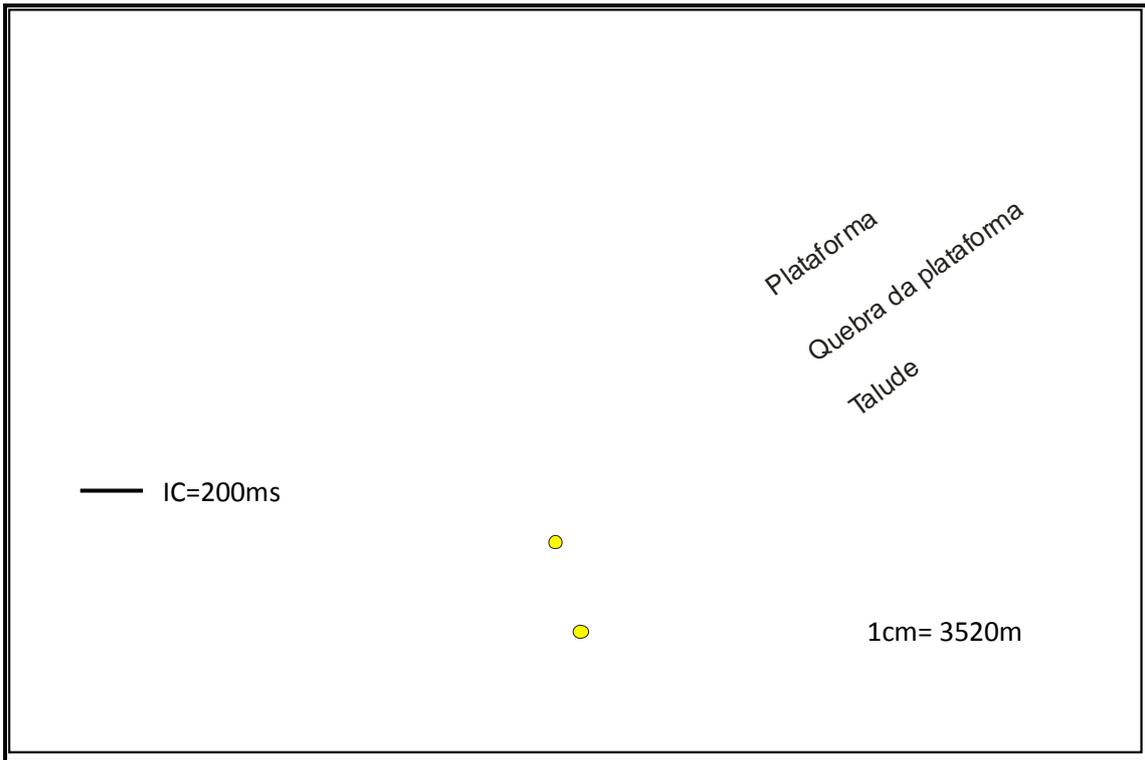


Figura 4.5: Mapa de contorno estrutural do limite de sequência H2, em tempo (TWT), com a quebra da plataforma localizada a 2400 ms. Nota-se que o limite de sequência não continua em direção à bacia, pois o mesmo é truncado pelo limite de sequência H3. Os círculos amarelos se referem aos poços estudados. IC (intervalo de contorno).

A sequência S1 é representada por sismofácies de configuração paralela a subparalela (Figura 4.6), com refletores de amplitude média a baixa, localizado na plataforma externa de continuidade baixa a moderada. Em direção ao talude superior/sopé do talude observa-se mudança na configuração interna dos refletores apresentando configuração caótica (Figura 4.6).

Observa-se na sequência S1 clinofomas progradantes definidas como complexo sigmoidal oblíquo (Figura 4.7) associada a deltas de margem de plataforma, cuja gênese está associada a ambientes de alta energia. Em direção às áreas mais distais da bacia o padrão das sismofácies passa de progradante a caótico na área do talude/sopé do talude para configuração divergente nas áreas bacinais relacionado a movimentação tectônica sin-deposicional.

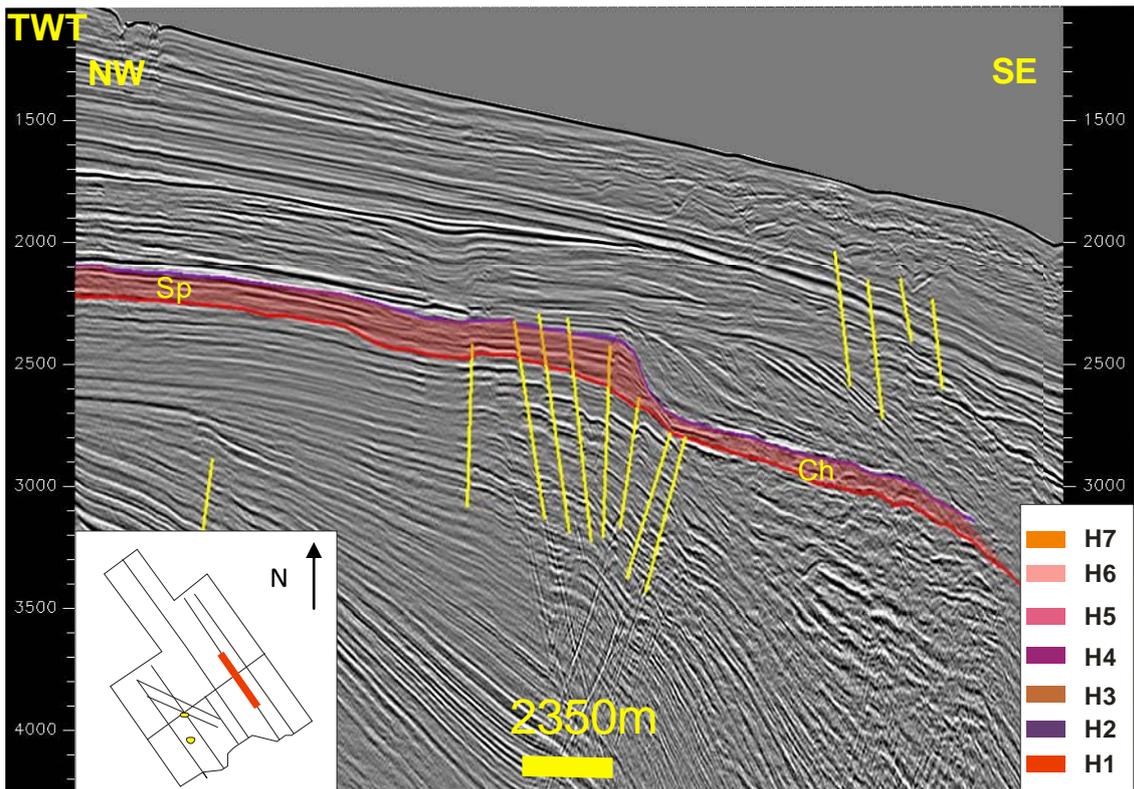


Figura 4.6: Linha sísmica 248-0014, em tempo (TWT). Destaca-se em vermelho a sequência S1. Na plataforma predomina as sismofácies plano paralela-subparalela (Sp), enquanto em direção ao talude observa-se sismofácies caóticas (Ch).

O mapa de isópacas, em tempo, da sequência S1 (Figura 4.8) está restrito ao sopé do talude, pois o limite de sequência superior não é observado para as áreas mais distais da bacia. Nota-se que as maiores espessuras estão localizadas na parte sudoeste da área de estudo, próximas as linhas sísmicas 0248-0020 e 0248-0021. Os sedimentos desta sequência foram depositados em um *trend* nordeste-sudoeste, devido ao controle estrutural da Falha de Cabo Frio de mesma direção.

Segundo Assine *et al.* (2008), a discordância referente ao limite Cretáceo-Terciário coincide com um importante evento de queda global do nível do mar, de forma que este limite de sequência está intimamente associado a flutuação eustática negativa.

De acordo com Assine *et al.* (*op.cit.*) como consequência da queda acentuada do nível do mar, houve um evento muito importante de regressão forçada. Na parte norte e, especialmente, na parte sul da bacia, formaram-se depósitos de leques de assoalho e de talude em trato de sistemas de queda e de mar baixo. Estes autores consideram que a sequência paleocênica, na área central, apresenta espessura reduzida nas partes distais da bacia. Isto de fato acontece no bloco alto da Falha de Cabo Frio, mas no bloco baixo esta sequência apresenta espessura significativa, podendo alcançar até aproximadamente 438 ms. Tal condição foi observada na primeira sequência

paleocênica descrita nesta dissertação (S1), como visto no mapa de isópacas (Figura 4.8).

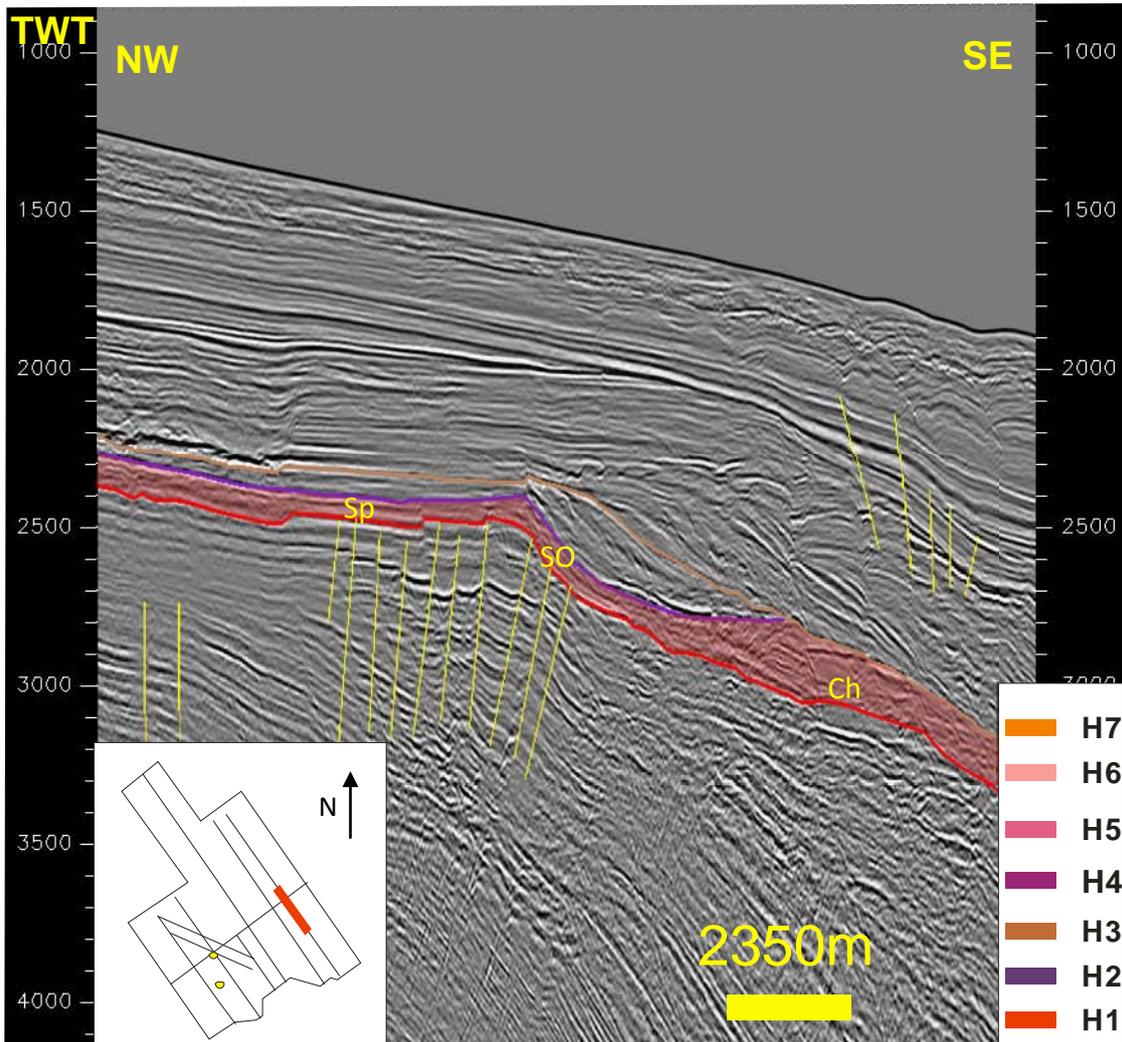


Figura 4.7: Linha sísmica 248-0013, em tempo (TWT). Destaca-se em vermelho a sequência S1. Na plataforma predomina as sismofácies plano paralela-subparalela (Sp), no talude superior ocorre sismofácies progradante denominada de complexo sigmoidal, enquanto em direção ao talude observa-se sismofácies caóticas (Ch).

Modica e Brush (2004) consideram que toda a sequência paleocênica está relativamente reduzida por toda a bacia exceto no *gap* estratigráfico do Albiano na parte central da Bacia de Santos, onde a espessura pode exceder 1500 m.

Em decorrência da espessura reduzida na área da plataforma interna e externa tornou-se impossível a definição de todos os tratos de sistemas dentro desta sequência, como por exemplo, os tratos de sistema de mar alto e transgressivo, sendo caracterizados apenas os tratos de sistema de mar baixo inicial e final (classificação de Posamentier e Allen, 1999) ou trato de sistema de queda e trato de sistema de mar baixo (classificação de Hunt e Tucker, 1992 *apud* Catuneanu, 2006).

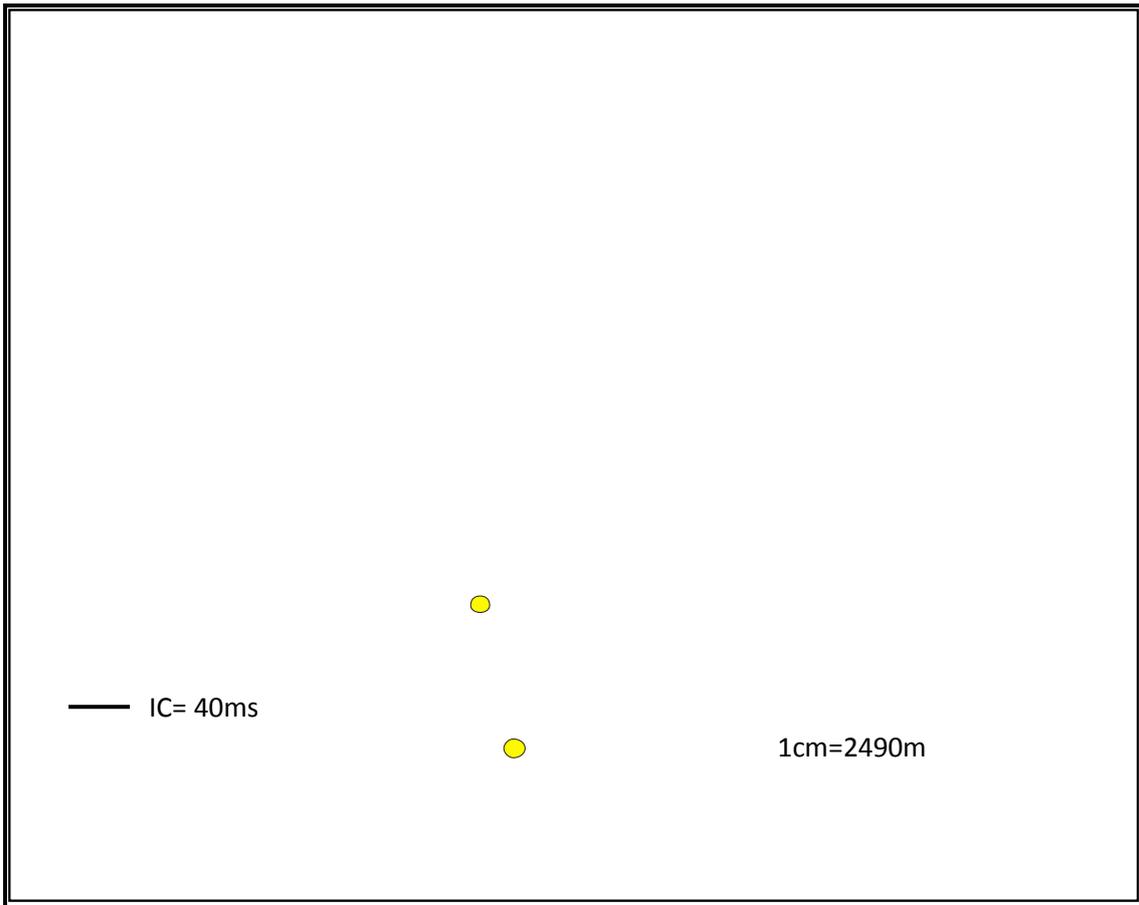


Figura 4.8: Mapa de isópacas da sequência S1, em tempo (TWT). Observa-se a um depocentro a sudoeste da área de estudo de direção NE-SW. Esta sequência não prograda em direção à bacia, devido a erosão do limite de sequência superior H2, pelo limite de sequência H3. Os poços estão destacados na cor amarela. IC (intervalo de contorno).

Devido ao grande rebaixamento relativo do nível do mar a plataforma estava exposta e por isso ocorria pouca ou nenhuma deposição dos sedimentos em razão do pouco espaço de acomodação. Como consequência do rebaixamento do nível do mar a maior parte dos sedimentos foram depositados a partir da quebra da plataforma, no talude superior e sopé do talude, como feições de deltas de margem de plataforma.

Os depósitos de deltas de margem de plataforma apresentam geometria externa em forma de cunha com clinofórmias bem desenvolvidas de alto ângulo (Figura 4.7). Uma das principais características para classificar estes depósitos em deltas de margem de plataforma são: reflexões não paralelas, descontínuas, discordantes chamada de fácies caóticas, que sugerem transporte de massa talude abaixo (Sangree *et al.*, 1978 *apud* Suter e Berryhill, 1985). A predominância de fácies caóticas indica depósitos de *slump* e *sliding* durante rápidas construções dos deltas.

4.1.2 Sequência S2

A sequência S2 está compreendida entre os limites de sequência inferior (H2) e superior (H3). A deposição desta sequência foi correlacionada ao período Paleoceno. O limite de sequência inferior (H2) é representada por um refletor de pico preto de continuidade moderada na plataforma e baixa nas áreas baciais, com refletividade moderada a baixa.

Observa-se no topo do limite de sequência inferior (H2) truncamentos erosivos na plataforma interna e no talude superior e terminações de refletores em *toplap* na plataforma interna e externa. A base deste limite de sequência é caracterizada por *downlap* no sopé do talude e plataforma e *onlap* no talude superior (Figura 4.3).

Nota-se no mapa de topo estrutural do limite de sequência superior (H3) (Figura 4.9) curvas de nível suaves até o tempo 2400 ms. A partir deste intervalo as curvas de nível estão mais densas caracterizando a alta declividade do talude.

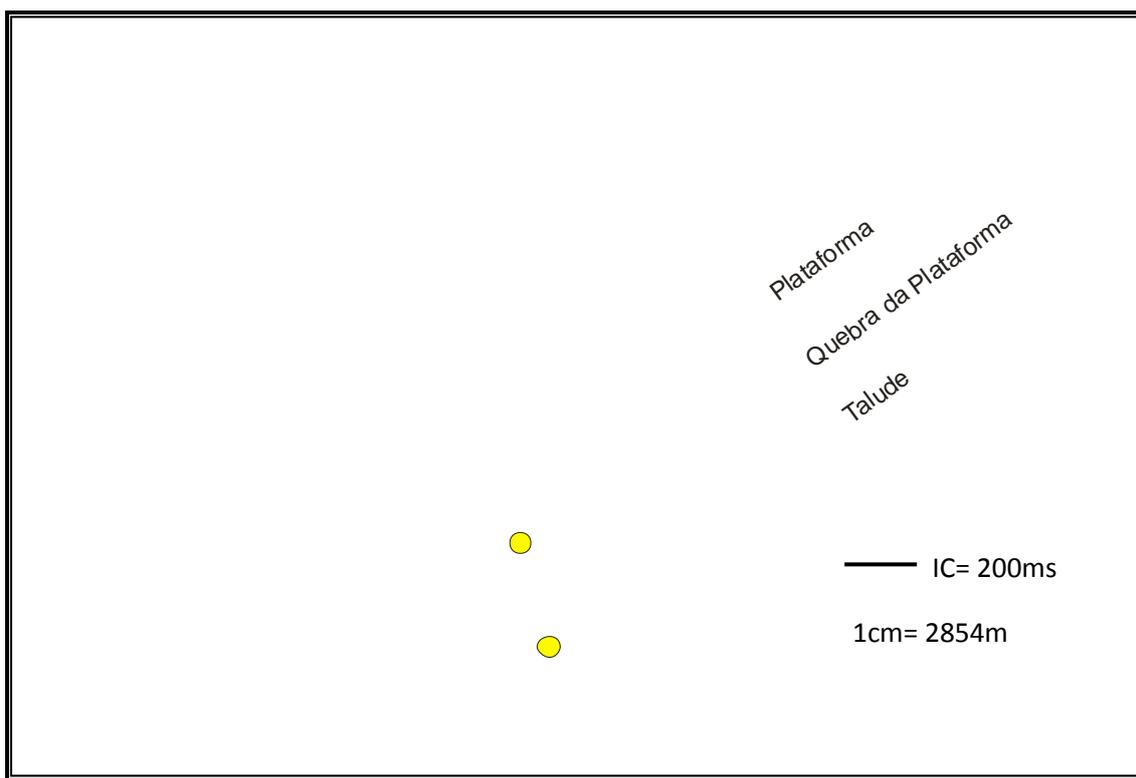


Figura 4.9: Mapa de contorno estrutural do limite de sequência H3, em tempo (TWT), com a quebra da plataforma localizada a 2400 ms. Nota-se que o limite de sequência H3 não continua em direção à bacia, pois o mesmo é truncado pelo limite de sequência H4. Os círculos amarelos se referem aos poços estudados. IC (intervalo de contorno).

O limite de sequência superior (H3) é truncado pelo limite de sequência (H4) (referente a sequência S3) a sudeste da área de estudo (exceto na linha sísmica 0248-0017, onde este limite alcança as áreas distais) este limite encontra-se restrito assim como o

limite de sequência inferior (H2) a área do sopé do talude (Figura 4.10) sem alcançar as áreas mais distais da bacia. O limite de sequência superior (H3) também é truncado pelo limite de sequência H5 na área da plataforma.

A sequência S2 compreendem sismofácies de configuração paralela a subparalela na plataforma interna e externa passando para progradante em direção ao talude. A configuração progradante é classificada como complexo sigmoidal oblíquo e oblíqua tangencial (Figuras 4.10 e 4.11), com padrão *offlap* possivelmente associado a um rebaixamento brusco do nível do mar ocasionando regressões forçadas com exposição da plataforma.

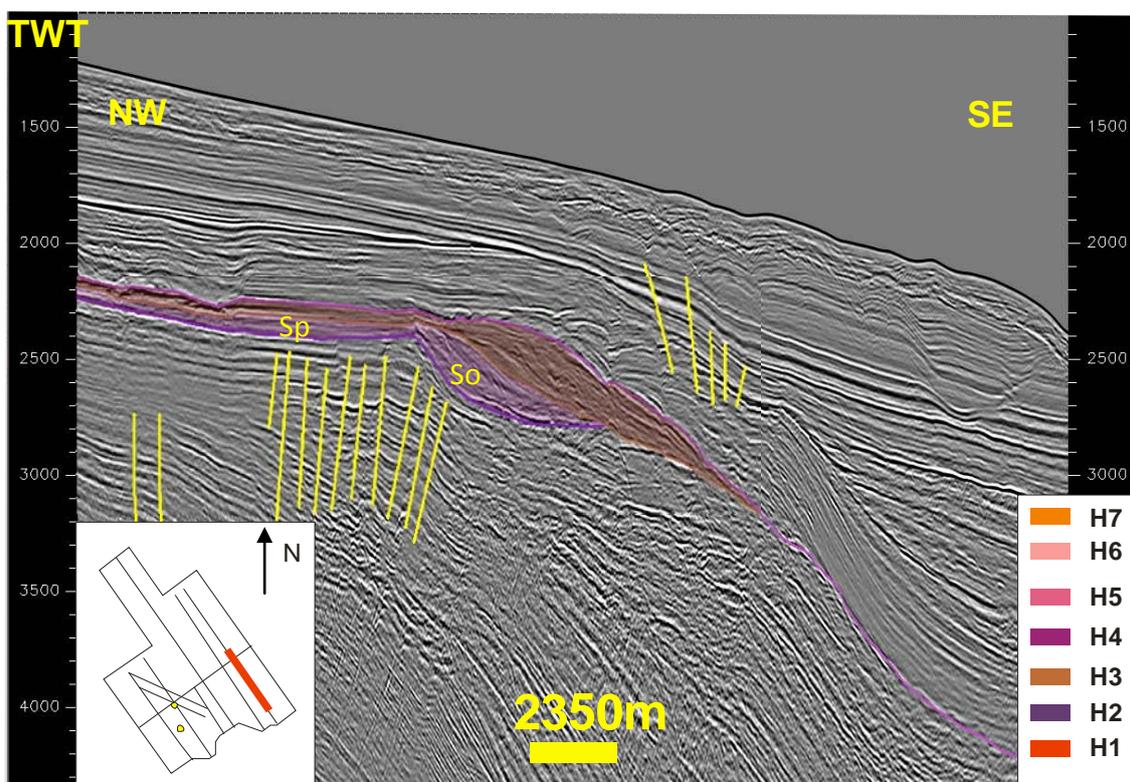


Figura 4.10: Linha sísmica 0248-0013, em tempo (TWT). O limite de sequência inferior H2 é truncado pelo limite de sequência superior H3 (no sopé do talude). O limite de sequência H3 é truncado pelo limite de sequência H4. Destaca-se em roxo a sequência S2 e em marrom a sequência S3. Nota-se sismofácies subparalela (Sp) na plataforma e complexo sigmoidal oblíqua (SO) em direção à bacia.

A sequência S2 apresenta na base do limite de sequência H2 refletores com alta amplitude com terminação em *onlap* na área do sopé do talude e *downlap* nas áreas distais. Esta sequência apresenta configurações interna sub-paralela e externa na forma de leque (Figura 4.11). Esta configuração externa está associada ao trato de sistema de mar baixo, descrito como leque de assoalho de bacia. Sobre esta feição deposita-se em *downlap* deltas de margem de plataforma com geometria externa em forma de cunha associado ao trato de mar baixo final.

Os leques de assoalho de bacia são definidos de acordo com Kolla (1993) *apud* Fontana (1996) através de 3 (três) conceitos distintos: a) é a mais basal das unidades estratigráficas dentro do trato de sistema de nível baixo, sendo depositada durante uma rápida queda relativa do nível do mar e sobrepõe-se a um limite de sequência; b) se localiza em um ambiente fisiográfico distinto, a bacia profunda, c) constitui um sistema turbidítico único, bem organizado, na forma de leque com areias em forma de lençol ou depósito de forma externa suavemente convexa.

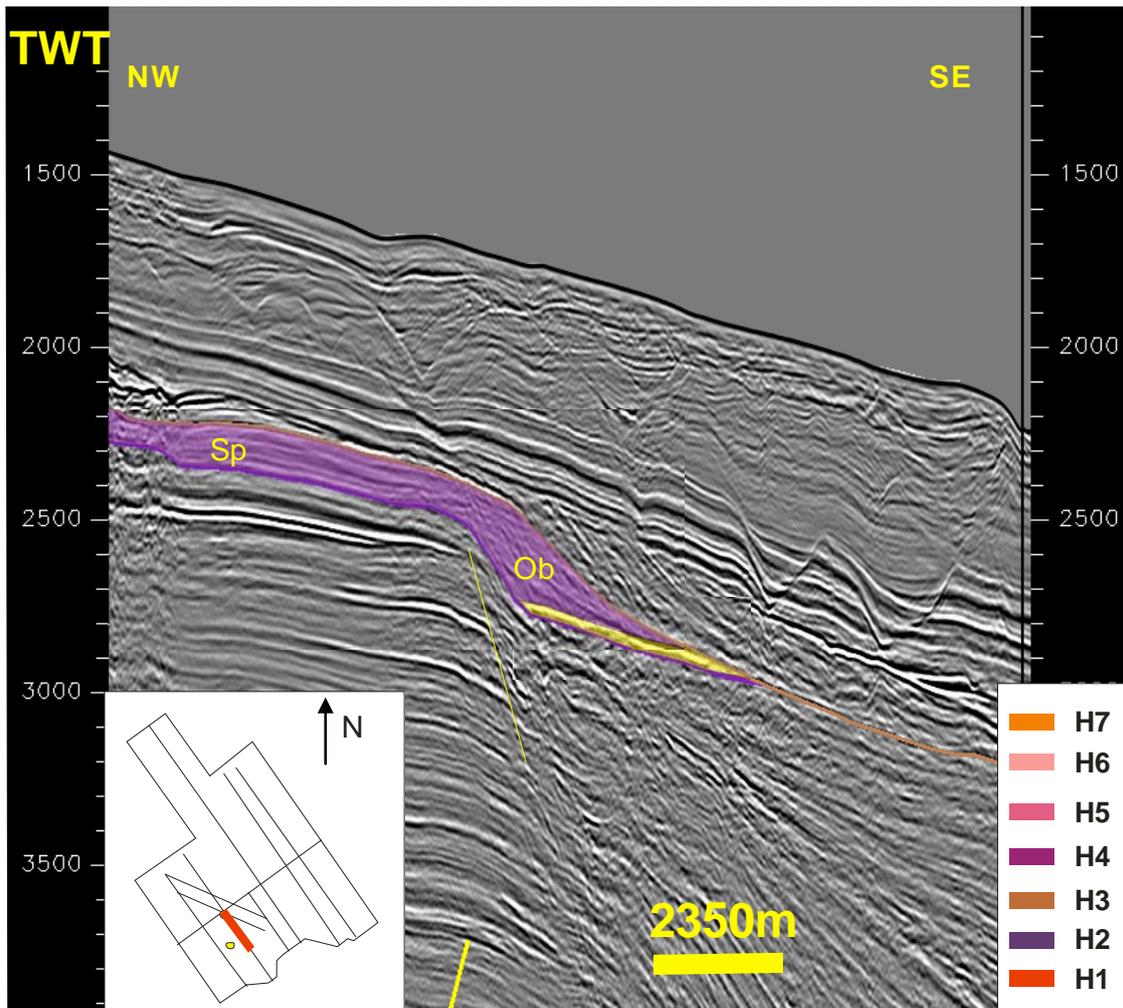


Figura 4.11: Linha sísmica 248-0020 em tempo (TWT). Observa-se na plataforma sismofácies plano-paralela a subparalela (Sp), em direção à bacia nota-se progradações associadas a deltas de margem de plataforma, com sismofácies oblíqua tangencial (Ob). A base destas progradações é dada por um refletor sísmico de alta amplitude (em amarelo) que pode estar associado a leques de assoalho de bacia.

No mapa de isópacas da sequência S2 (Figura 4.12) nota-se um depocentro de direção NE-SW associado a falha de Cabo Frio e a movimentação do sal. Não se observa como na sequência anterior crescimento de seção com padrão divergente, o que corrobora para a tese de que no momento da deposição desta sequência houve

parada tectônica. Devido a erosão do limite de sequência superior (H3) esta sequência não existe para as áreas mais distais.

Assim como a sequência S1 foi possível identificar somente o trato sistema de mar baixo devido ao pouco espaço de acomodação na área da plataforma interna e externa.

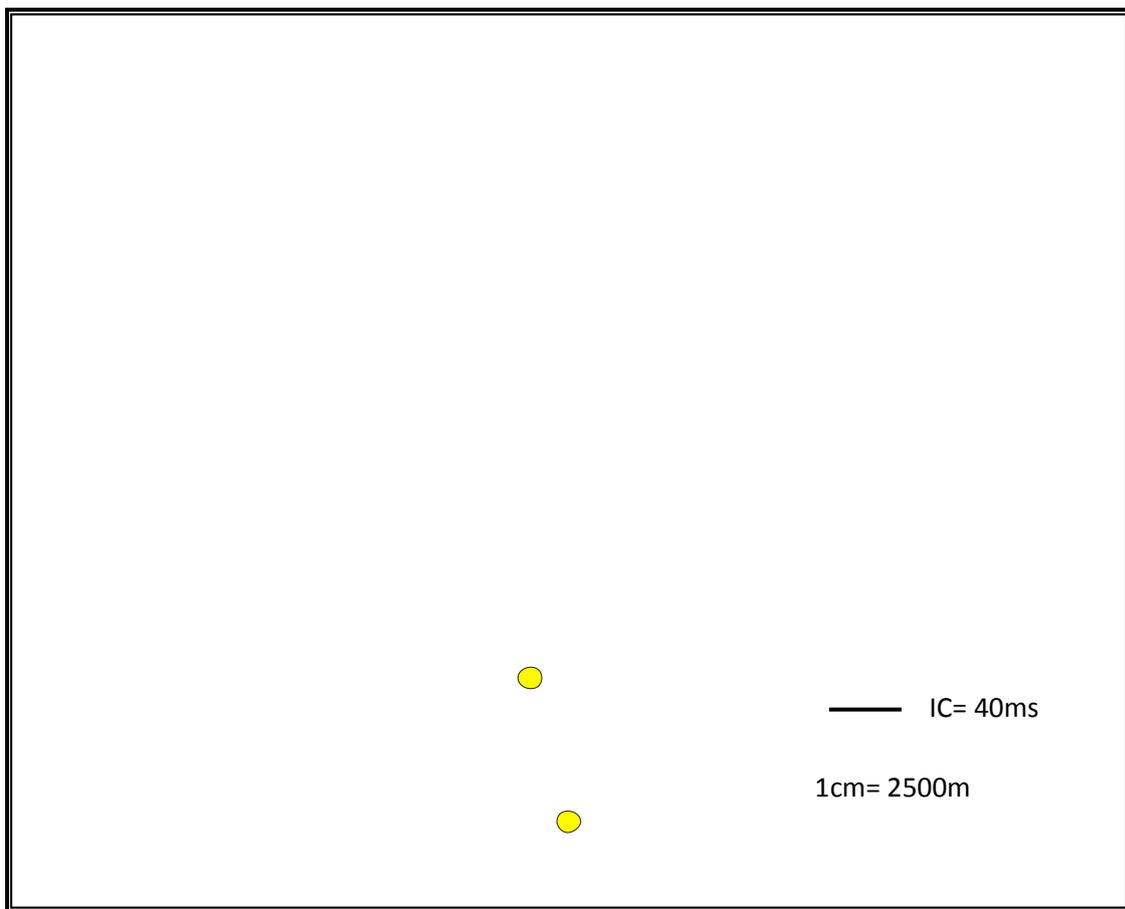


Figura 4.12: Mapa de Isópacas da sequência S2, em tempo (TWT). Esta sequência é caracterizada por um depocentro de direção NE-SW. Esta sequência não avança em direção à bacia devido a continuidade restrita dos limites de sequência H2 e H3. Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).

4.1.3 Sequência S3

A sequência S3 está compreendida entre os limites de sequência inferior (H3) e superior (H4). De acordo com a interpretação realizada, bem como a correlação com trabalhos existentes na área, esta sequência foi depositada durante o Paleoceno.

O limite de sequência H3 é representado por um pico preto de alta refletividade na plataforma externa e baixa em direção a plataforma interna e áreas distais da bacia. Observa-se no topo do limite de sequência H3 *toplap* na plataforma, enquanto na base

é caracterizada por *onlap* no talude superior e plataforma e *downlap* no sopé do talude (Figura 4.3).

Nota-se que não há continuidade do limite de sequência H4 na parte sudoeste da área de estudo (linhas sísmicas 0248-0020 e 0248-0021) em direção a plataforma, neste local o topo da sequência está erodido pelo limite de sequência H5 (Figura 4.13), sendo localizado apenas no sopé do talude e bacia.

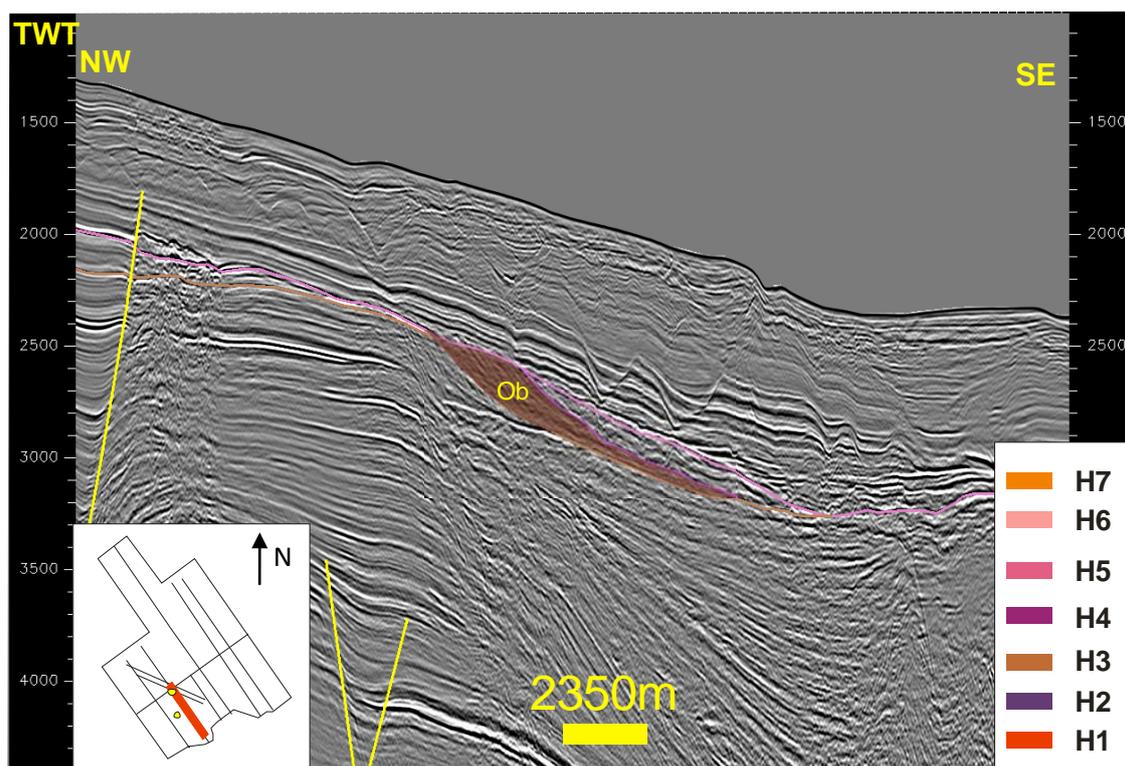


Figura 4.13: Linha sísmica 248-0020 em tempo (TWT). Observa-se na sequência S3 (em marrom) a ocorrência de sismofácies oblíqua associadas aos deltas de margem de plataforma, em direção às áreas distais esta sismofácies passa para fácies caóticas. Nota-se também que o limite de sequência H4 é erodido pelo limite de sequência H5.

A sequência S3 é caracterizada por sismofácies plano paralelas a subparalelas (Figura 4.14) na plataforma com refletores de continuidade e amplitude baixa a média. Em direção ao talude observa-se sismofácies progradantes denominadas sigmoidal (Figura 4.14) e oblíqua tangencial associadas a ambientes de baixa e alta energia, respectivamente. As sismofácies sigmoidais e oblíquas tangencial gradam em direção à bacia para configurações internas caóticas.

Estas progradações são classificadas como deltas de margem de plataforma com padrões de *offlap* (Figura 4.14) e por isso associada ao trato de sistema de mar baixo inicial ou trato de sistema de queda. Isto implica dizer que estes sedimentos foram depositados durante o rebaixamento do nível do mar relativo a regressões forçadas.

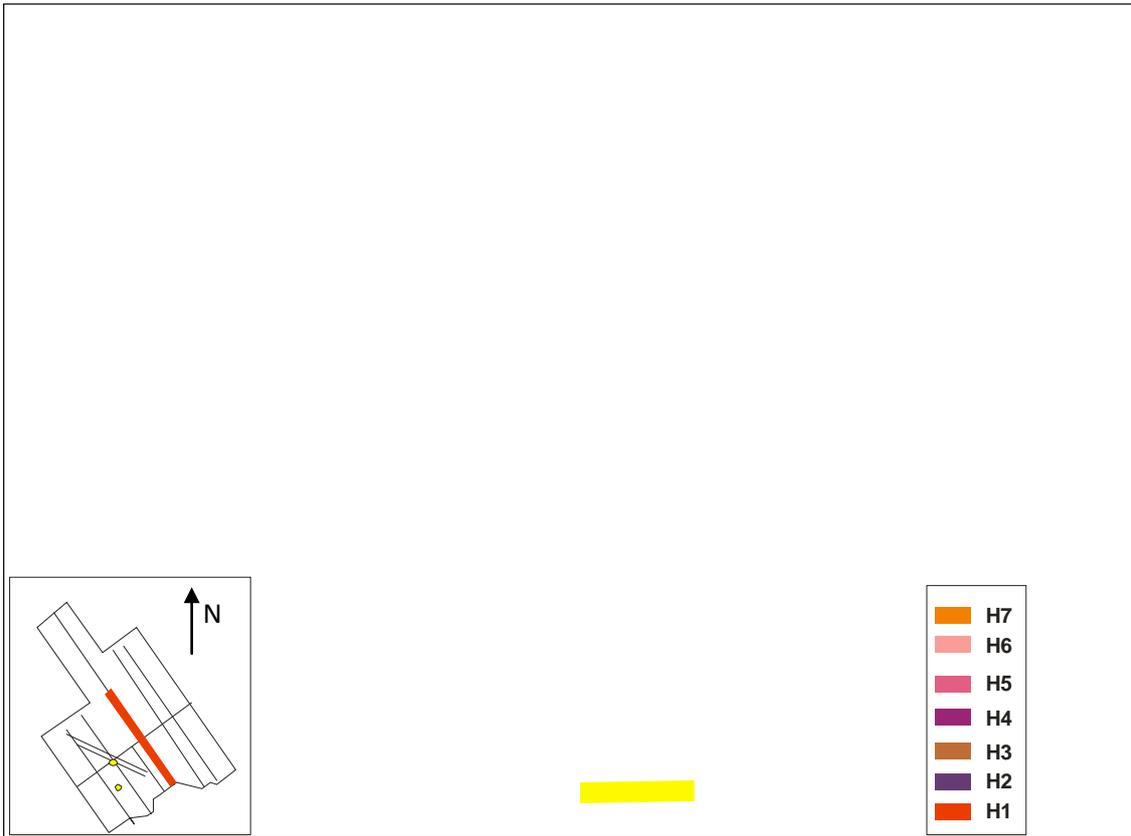


Figura 4.14: Linha sísmica 248-0017, em tempo (TWT). Observa-se o padrão *offlap* destacado pelas linhas de cor preta. Esta seqüência é caracterizada por simofácies subparalela, na plataforma e sigmoidal, no talude superior.

Observa-se no mapa de isópacas uma calha estrutural de direção NE-SW (Figura 4.15) assim como na seqüência S2 também associada halocinese e a movimentação da Falha de Cabo Frio.

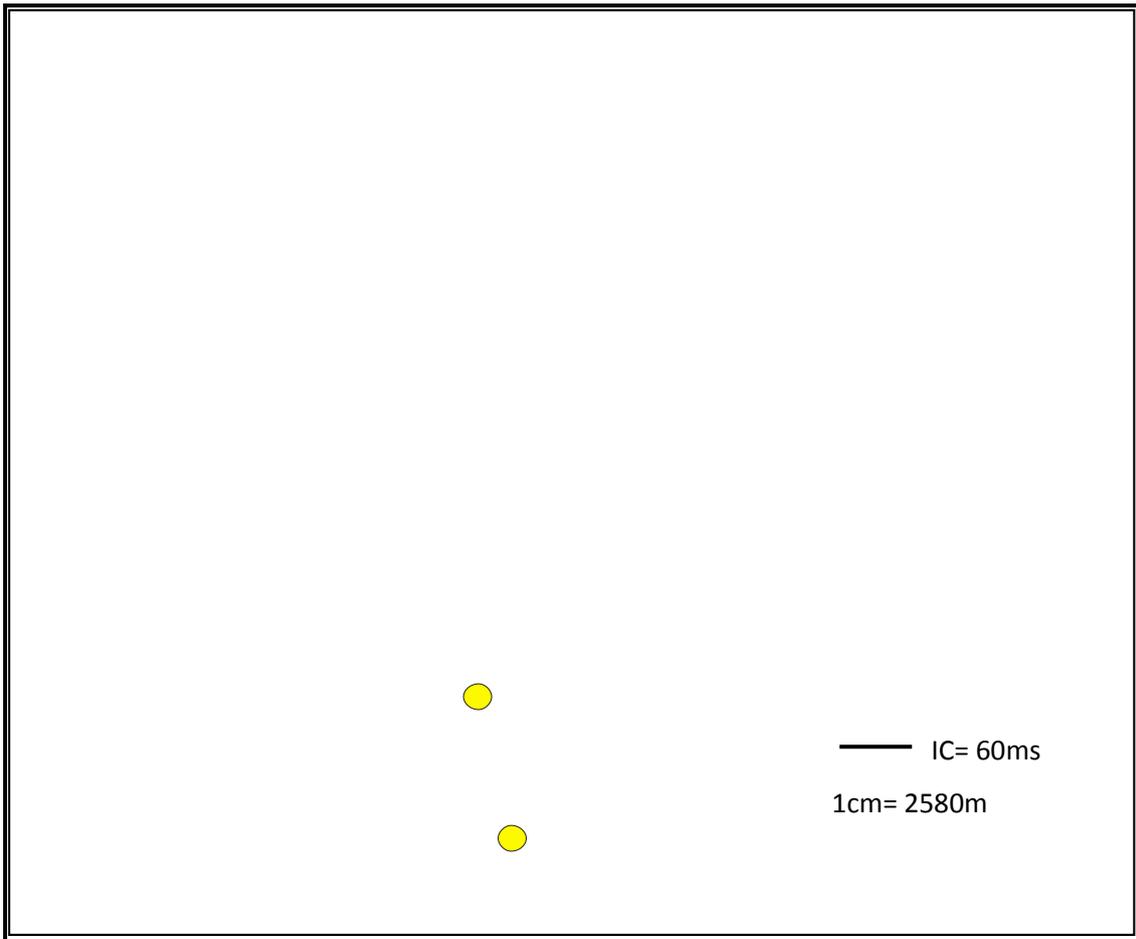


Figura 4.15: Mapa de isópacas da sequência S3, em tempo (TWT). Destaca-se o *trend* estrutural de direção NE-SW que serviu como captador dos sedimentos do Paleoceno. Observa-se que esta sequência está erodida a sudoeste da área de estudo (linhas sísmicas 248-0020 e 248-0021). Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).

Não foi possível caracterizar os tratos de sistema transgressivo e de mar alto nesta sequência.

4.1.4 Sequência S4

Esta sequência está compreendida entre os limites de sequência inferior (H4) e superior (H5). De acordo com as análises realizadas esta sequência corresponde ao Eoceno. Sendo o limite de sequência inferior (H4) caracterizado pela discordância referente a passagem do Paleoceno-Eoceno.

O limite de sequência inferior (H4) é representado por um refletor de pico preto com continuidade moderada e refletividade moderada a baixa na plataforma, talude e bacia. Observa-se no topo do limite de sequência inferior (H4) as terminações dos refletores em *toplap* na plataforma, enquanto a base é caracterizada por *downlap* no sopé do talude e plataforma e *onlap* no talude superior (Figura 4.3). Observa-se uma importante feição característica do trato de sistema de mar baixo referente aos cânions

do limite de sequência inferior (H4) (Figura 4.16), estes cânions formados durante o Neopaleoceno foram provavelmente preenchidos por sedimentos do Eoceno Inferior-Médio.

O limite de sequência inferior (H4) é caracterizada por uma queda brusca do nível do mar. Este limite de sequência é de extrema importância na Bacia de Santos, pois a mesma está associada ao episódio de soergimento da Serra do Mar e ao magmatismo alcalino do Eoceno Inferior, caracterizando o limite Paleoceno – Eoceno.

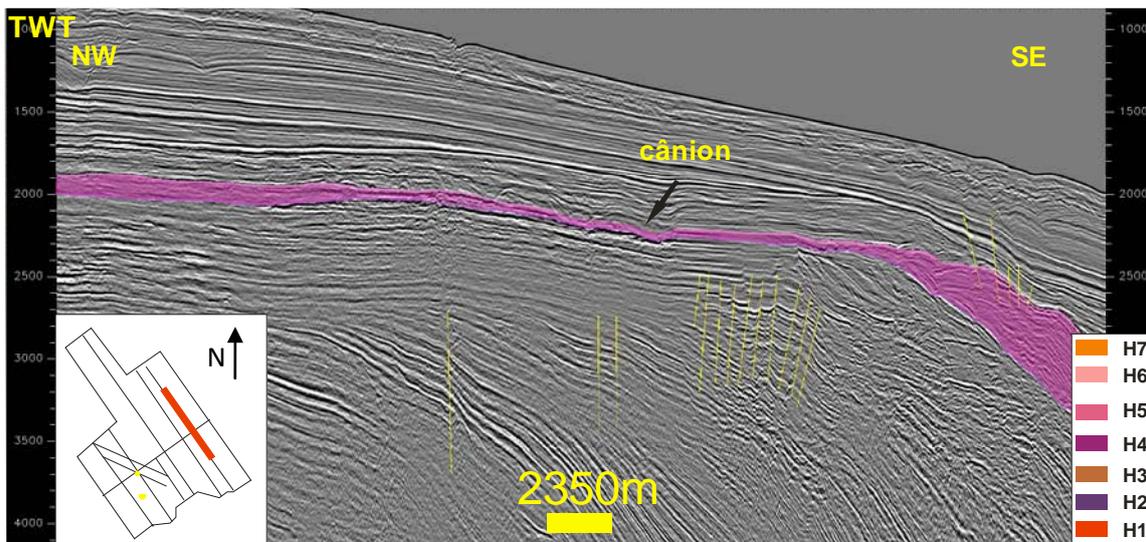


Figura 4.16: Linha sísmica 248-0013, em tempo (TWT). Observam-se cânions na plataforma externa sendo preenchidos pelos sedimentos do Eoceno e Mesoceno. Observa-se as feições progradantes sobre o cânion.

A sequência superior S5 preenche em *downlap* o espaço deixado pela escavação dos cânions submarinos (Figura 4.16). Os cânions estão presentes somente nas linhas sísmicas 0248-0013 e 0248-0014.

O mapa de contorno estrutural do limite de sequência H4 exibe a extensão deste refletor pela área de estudo, mostrando a ausência deste na parte sudoeste, pois o mesmo foi erodido pelo limite de sequência superior H5. Observa-se também a quebra da plataforma no tempo de 2400 ms e curvas de contorno mais densas devido a declividade do talude (Figura 4.17).

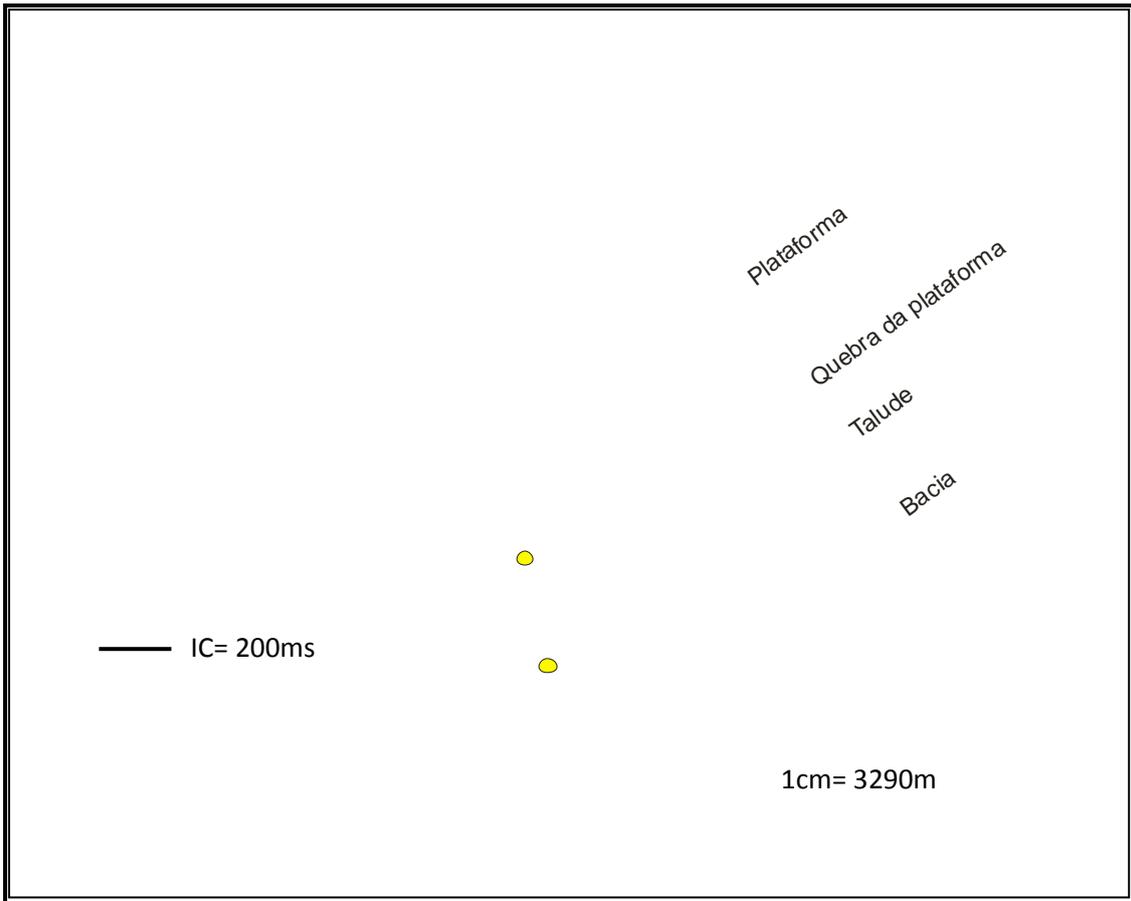


Figura 4.17: Mapa de contorno estrutural do limite de sequência H4, em tempo (TWT). Este mapa mostra que o horizonte H4 está ausente a sudoeste da área de estudo, não apresentando registro na parte proximal da bacia. A quebra da plataforma está localizada a 2400 ms. Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).

Assine *et al.* (2008) discutem que devido a contínua erosão, a área da plataforma marginal teve seu relevo aplainado, processo que teve seu clímax na passagem Paleoceno/Eoceno. Desta forma, por erosão, foi configurada a plataforma marginal, que permanece como registro de uma importante superfície de aplainamento, cujo modelado final ocorreu no início do Eoceno. Na área estudada a discordância que aplainou a plataforma é representada pelo limite de sequência H5.

A sequência S4 pode ser caracterizada por sismofácies plano - paralela e subparalela, na plataforma (Figura 4.18). Este padrão é interpretado como taxas uniformes de deposição, que subsidem de maneira também uniforme. A margem da plataforma e talude é representada por sismofácies denominada de oblíqua tangencial associado ao ambiente deposicional de alta energia (Figura 4.18) que devido a movimentação do sal os *bottomsets* tornam-se íngremes em direção à bacia, contrária a tendência de geralmente apresentarem base mais suave em direção às áreas distais.

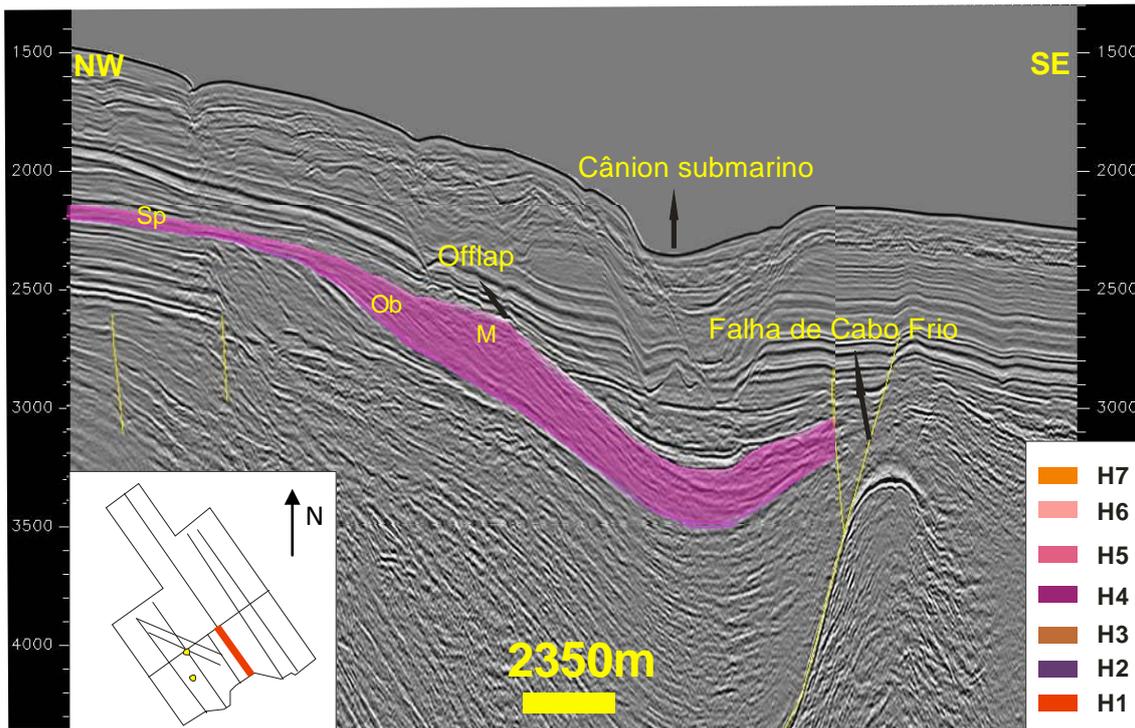


Figura 4.18: Linha sísmica 248-0017, em tempo (TWT). Observa-se o padrão *offlap* da seqüência S4 (em roxo), relativo ao limite de seqüência H5. Nota-se também a variação das sismofácies em direção à bacia. Na plataforma sismofácies plano-paralela-subparalela, no talude superior (sismofácies Obliqua (Ob) e de montiforma de escorregamento (M)). Em direção a Falha de Cabo Frio nota-se um depocentro, que pode estar associado a feição sísmica *push down*, localizado abaixo do cânion submarino.

Observa-se uma mudança brusca no padrão interno da clinoforma, com sismofácies subparalela na plataforma, passando a caótica no sopé do talude (associado aos depósitos de fluxos de massa) para sismofácies de baixa amplitude no assoalho da bacia, passando novamente a sismofácies caóticas (Figura 4.19).

Nota-se nesta seqüência configuração interna de montiforma de escorregamento (Figura 4.18) sobre a clinoforma oblíqua tangencial interpretados como sedimentos depositados em ambientes de alta energia.

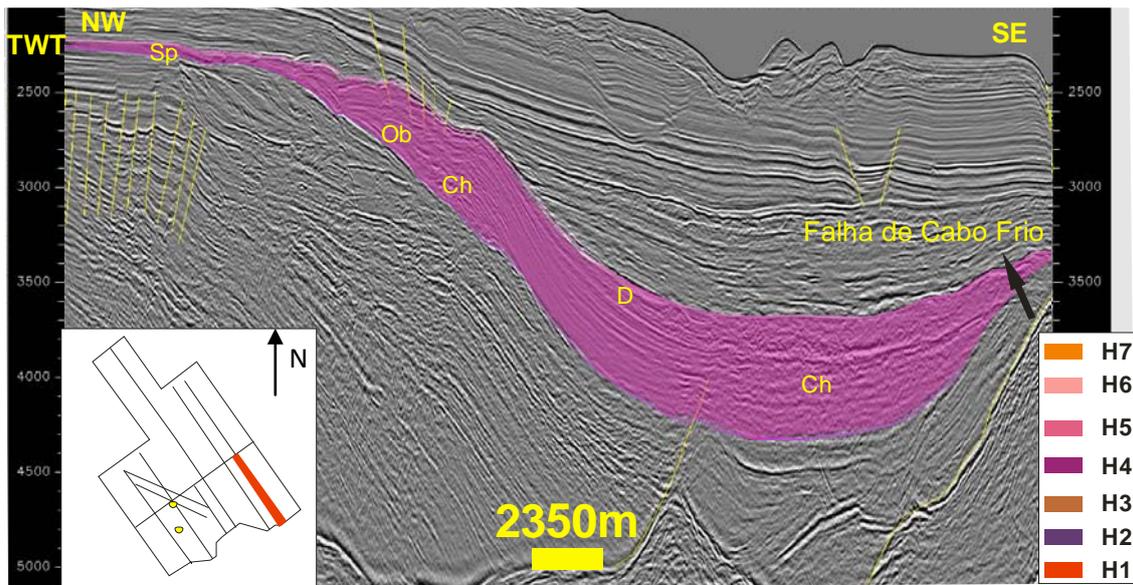


Figura 4.19: Linha sísmica 248-0013 em tempo (TWT). Observa-se a variação das sismofácies em direção à bacia. Com padrão de sismofácies subparalela (Sp) na plataforma, Oblíqua (Ob) e caótica (Ch) no talude superior e divergente (D) e caótica (Ch) no sopé do talude.

Esta sismofácies de baixa amplitude apresenta padrão divergente (Figura 4.19) em direção às áreas distais caracterizando o tectonismo concomitante com a deposição. Esta sequência marca a volta da halocinese e da distensão da Falha de Cabo Frio.

Observa-se no mapa de isópacas o espessamento da sequência S4 (Figura 4.20) em direção às áreas distais, principalmente a sudeste da área de estudo. O que indica que possivelmente havia um grande depocentro com espessura estimada, em tempo, de até 707 ms. Tal espessura decorre principalmente da estruturação da bacia na época da deposição destes sedimentos.

Assim, como nas outras sequências analisadas, devido ao pouco espaço de acomodação na plataforma, não foi possível identificar todos os tratos de sistemas. Desta forma foi classificado apenas o trato de sistema de mar baixo.

O provável rebaixamento do nível do mar ocasionou exposição da plataforma e criação de cânions que foram preenchidos por sedimentos das sequências S4 e S5. Observa-se nos limites de sequência H4 e H5 feições de *offlap* (Figura 4.16) que indica descida relativa do nível do mar. A sismofácies oblíqua tangencial é classificada como deltas de margem de plataforma formados durante a queda do nível do mar relacionado ao trato de sistema de queda ou trato de sistema de mar baixo inicial.

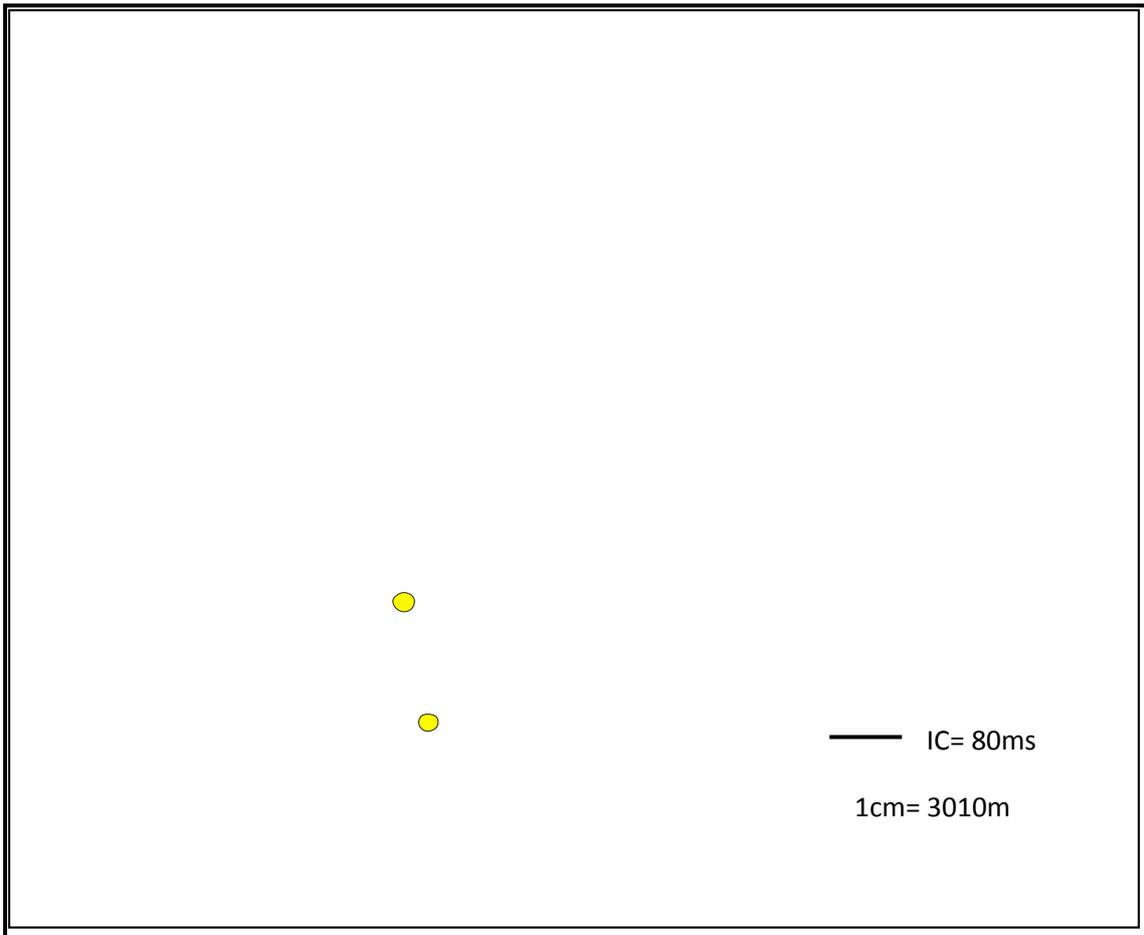


Figura 4.20: Mapa de isópacas da sequência S4, em tempo (TWT), com os depocentros localizados a sudoeste e sudeste enquanto em direção a plataforma apresenta espessura encontra-se reduzida. Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).

4.1.5 Sequência S5

A sequência S5 está compreendida entre os limites de sequência inferior (H5) e superior H6. Provavelmente esta sequência foi depositada durante o Eoceno.

O limite de sequência inferior (H5) é representado por um refletor com pico preto de refletividade alta a moderada na área do talude superior e plataforma, respectivamente. Este limite de sequência é de fácil rastreamento no talude superior e mais complexa na plataforma devido as erosões. O topo deste limite de sequência é caracterizado por *toplap* e truncamento erosivo e a base por *onlap* e *downlap* localizados na plataforma e talude (Figura 4.3).

O mapa de contorno estrutural do limite de sequência H5 (Figura 4.21) abrange toda a área de estudo com a quebra da plataforma localizada por volta de 2400 ms, nota-se também baixos estruturais em direção à bacia, localizados a sudeste e sudoeste, que

mais tarde serviram como depocentros para a deposição dos sedimentos da sequência S5.

Após a interpretação do limite de sequência H5 conclui-se que esta discordância é de caráter regional, pois ela está presente em toda a extensão da área de estudo, além de ter sido responsável por erodir grande parte dos sedimentos das sequências S3 e S4 (Figura 4.13), no entanto não foi possível especificar a idade exata deste limite de sequência sabe-se, no entanto que ela é de grande importância na área de estudo.

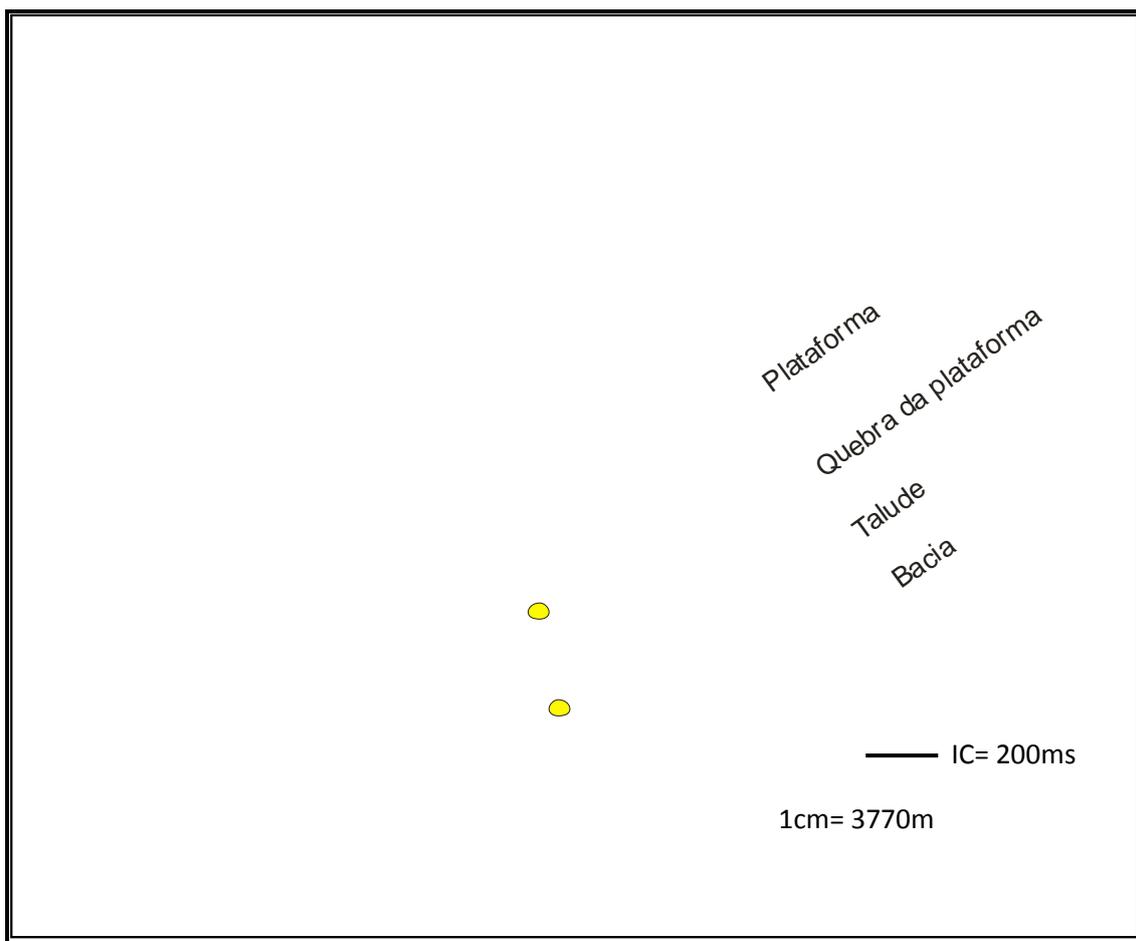


Figura 4.21: Mapa de contorno estrutural do limite de sequência H5, em tempo (TWT), com a quebra da plataforma a 2400 ms. Observa-se a grande extensão areal deste limite de sequência que abrange a plataforma, o talude e a bacia. Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).

O limite de sequência superior H6 está erodido na quebra da plataforma e talude superior pelo limite de sequência sobrejacente (H7) observado nas linhas sísmicas 0248-0013, 0248-0014 e 0248-0017 (Figura 4.22).

Esta sequência é caracterizada por sismofácies paralelas a subparalelas com refletores descontínuos de amplitude alta a média na plataforma (Figura 4.22). Em direção à bacia ocorre mudança na configuração interna das sismofácies passando

para caóticas, sendo interpretadas como fluxos de detritos e/ou *slumps* (depósitos gravitacionais). Pode ocorrer também no talude superior e sopé do talude configuração interna do tipo *wavy* e *hummocky*, respectivamente (Figura 4.23).

A sequência S5 apresenta grande espessura de sedimentos, a sudeste da área de estudo, em direção à bacia como visto no mapa de isópacas (Figura 4.24). Este depocentro está associado a grande calha gerada devido a movimentação tectônica interpretada pelo padrão divergente com espessura, em tempo, de aproximadamente 540 ms.

Nesta sequência foi possível identificar os tratos de sistema de mar baixo, transgressivo e de mar alto. O trato de sistema de mar baixo inicial é representado pelas sismofácies caóticas depositadas no sopé do talude e bacia, com preenchimento *onlap*. Com o progressivo aumento do nível do mar ocorre o preenchimento dos vales incisos na área da plataforma durante os tratos de sistemas de mar baixo final e transgressivo. O trato de sistema de mar alto é representado pela deposição de deltas de margem de plataforma com terminações em *downlap* (Figura 4.22), estas progradações são representadas por sismofácies sigmoidal indicativa de ambiente de baixa energia.

Difícilmente deltas de margem de plataforma são depositados durante o trato de sistema de mar alto podendo ocorrer particularmente dentro de bacias de plataformas estreitas e ou com forte influxo de sedimentos fluviais. Exemplos de deltas de mar alto foram interpretados no Golfo do México durante o Paleógeno (Xue e Galloway 1995; Meckel e Galloway 1996 *apud* Porebski e Steel, 2006). Apesar do forte influxo fluvial necessário para trazer estes deltas para a borda da plataforma, sua morfologia de mar aberto, localizado na borda da plataforma, é representada por uma dominância de ondas de tempestade (Porebski e Steel, 2006).

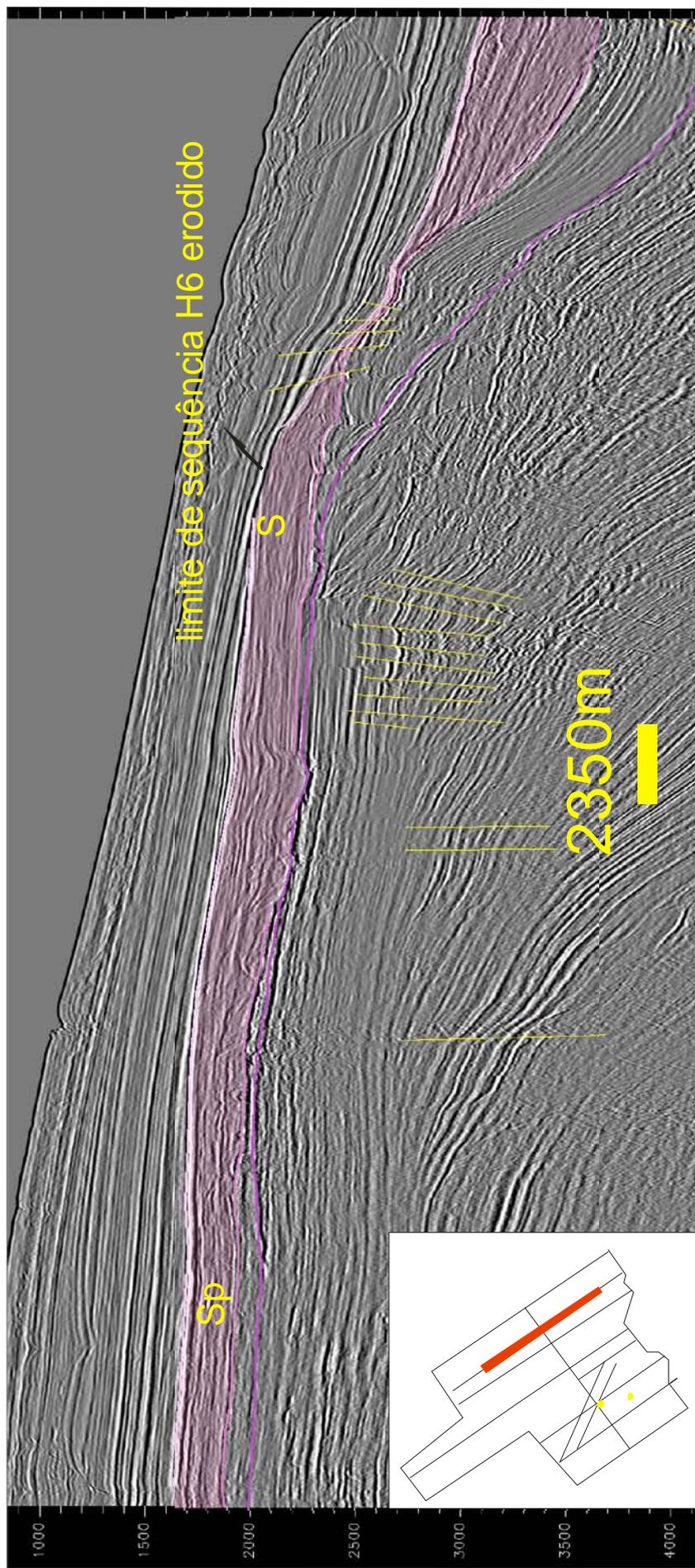


Figura 4.22: Linha sísmica 248-0013 em tempo (TWT). Observe-se mudança no padrão das sismofácies na sequência S5. Plano paralelo a subparalela (Sp), na plataforma, passando para sismofácies sigmoidal (S) na plataforma externa e caótica (Ch) no sopé do talude. O limite de sequência H6 está ausente na plataforma externa.

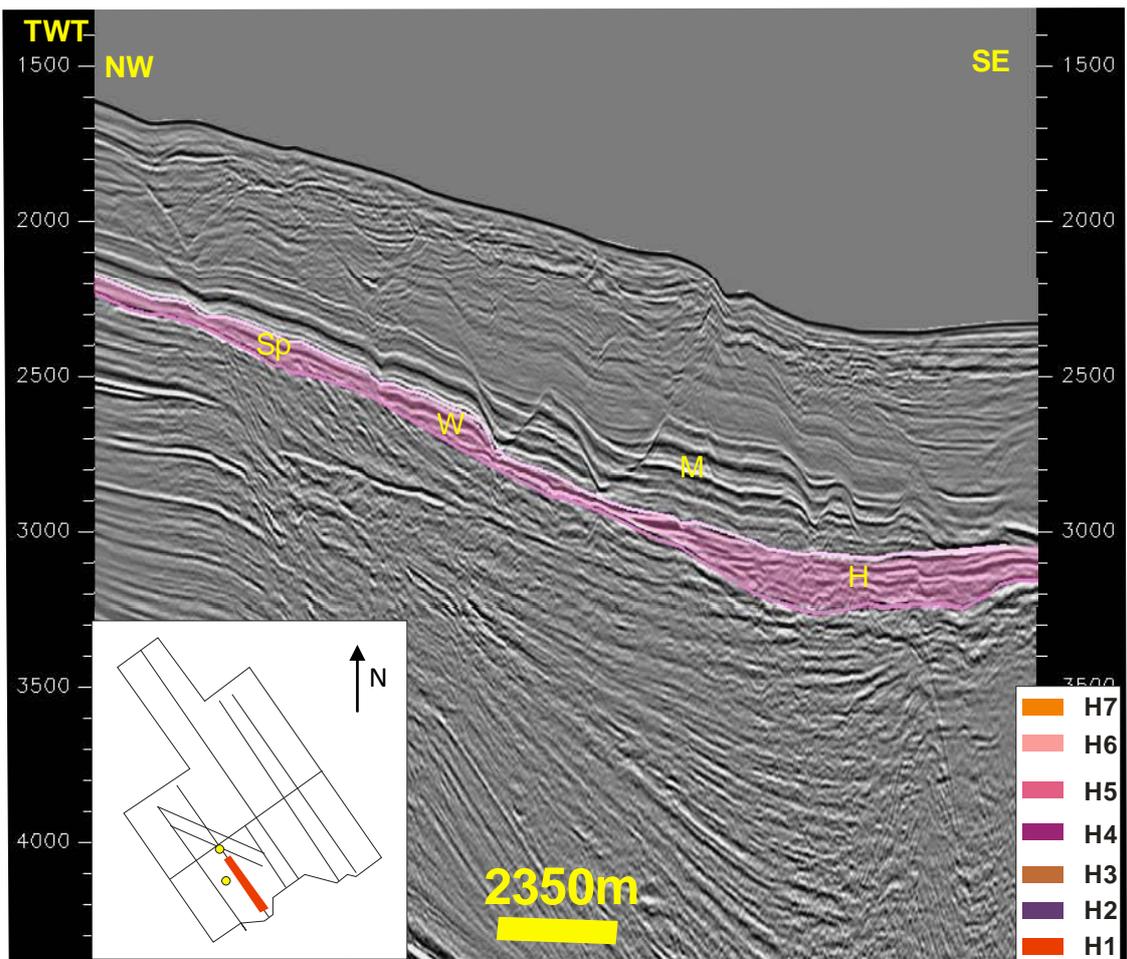


Figura 4.23: Linha sísmica 248-0020 em tempo (TWT). Observa-se mudança no padrão das sismofácies na sequência S5. Plano paralela a subparalela (Sp), na plataforma, passando para sismofácies wavy (W) (talude superior) e hummocky (H) (sopé do talude). Nota-se configuração interna contornitos de montiforma (M) em direção às áreas distais.

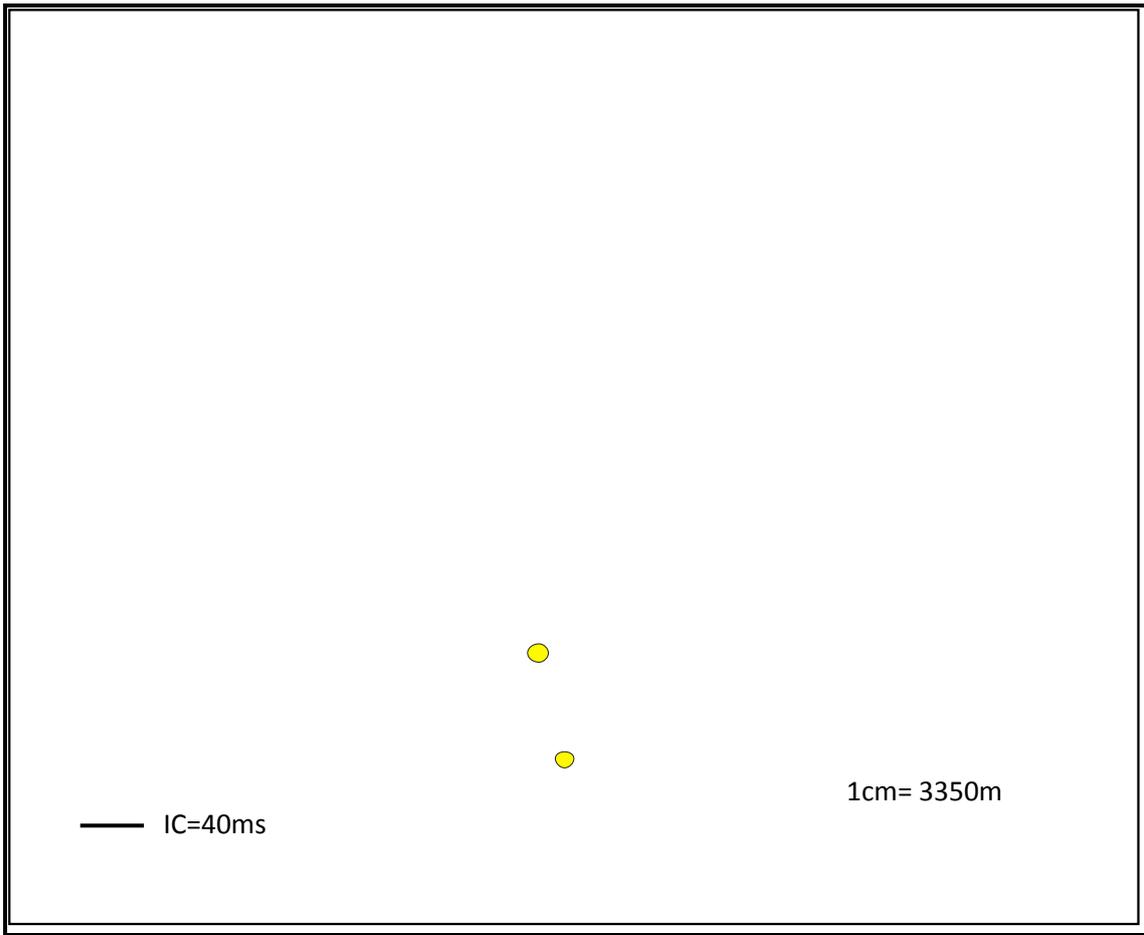


Figura 4.24: Mapa de isópacas da sequência S5, em tempo (TWT), com depocentro a sudeste, com tendência de diminuição de espessura para noroeste. Note a espessura reduzida na área sudoeste. Observa-se grande espessura de sedimentos de norte-noroeste que provavelmente prograda para sudeste. OS poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).

4.1.6 Sequência S6

A sequência S6 está compreendida entre os limites de sequência inferior (H6) e superior (H7). De acordo com a interpretação realizada, bem como a correlação com trabalhos existentes na área, a deposição desta sequência foi atrelada ao período Eoceno - Oligoceno Inferior.

O limite de sequência inferior (H6) é representado por um pico preto de alta refletividade, com continuidade alta na plataforma, sendo interrompido somente na borda da plataforma onde o mesmo encontra-se erodido. O topo deste limite de sequência é caracterizado por truncamento erosivo e *toplap* na plataforma, e na base por *onlap* no talude superior e *downlap* no talude e plataforma (Figura 4.3).

O mapa de contorno estrutural do limite de sequência H6 mostra a quebra da plataforma por volta de 2000 ms (Figura 4.25) e curvas mais densas em direção à bacia indicando a declividade do talude.

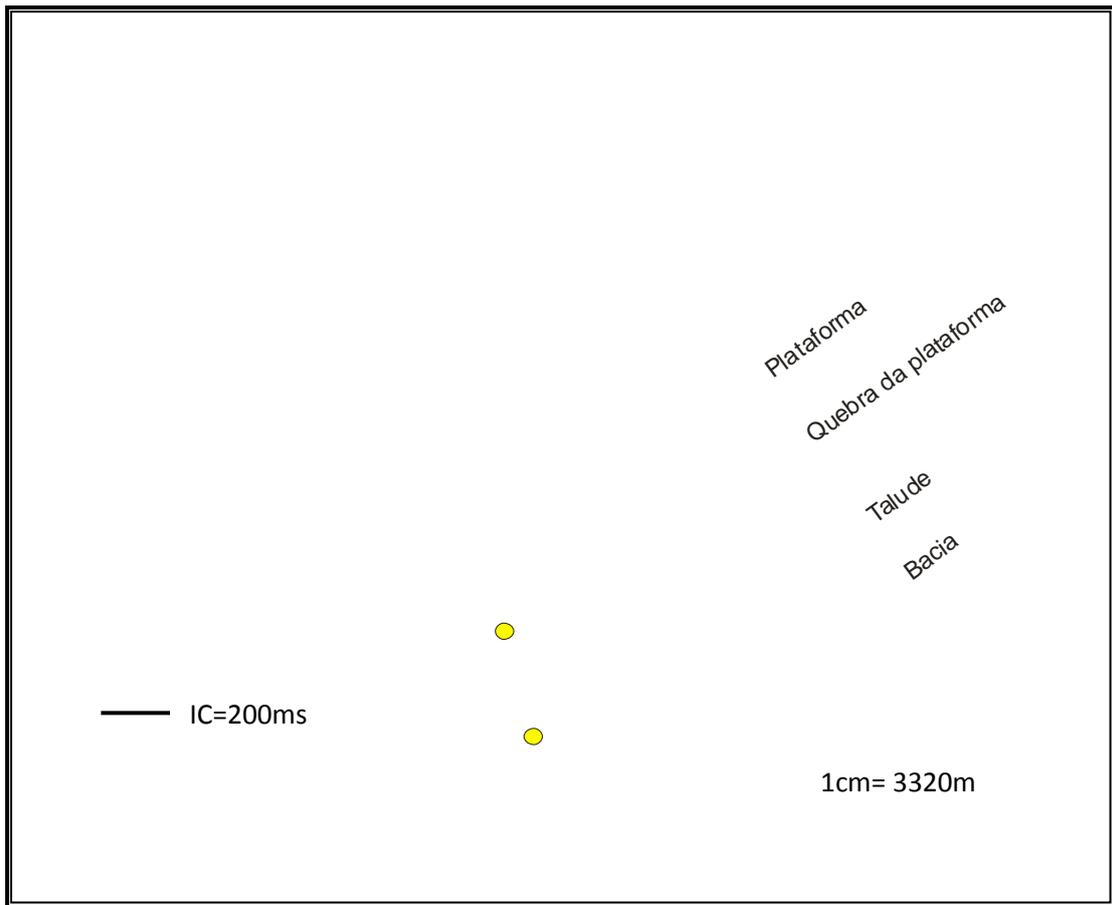


Figura 4.25: Mapa de contorno estrutural do limite de sequência H6, em tempo (TWT), mostrando a quebra da plataforma a 2000ms. Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).

O limite de sequência superior H7 assim como o limite de sequência inferior H6 é de fácil mapeamento, sendo caracterizado por um refletor com pico preto de alta refletividade, com vales incisos na plataforma média.

O limite de sequência H7 é uma superfície que trunca estratos do Oligoceno inferior. Trata-se de um refletor muito nítido, que pode ser rastreado das partes mais distais até a área da plataforma aonde vai perdendo sua expressão.

No mapa de contorno estrutural do limite de sequência H7 (Figura 4.26) é possível individualizar feições de plataforma, talude e bacia. A quebra da plataforma encontra-se por volta de 2200 ms, enquanto a bacia pode ser determinada pelas curvas de contorno suaves com aproximadamente 3000 ms.

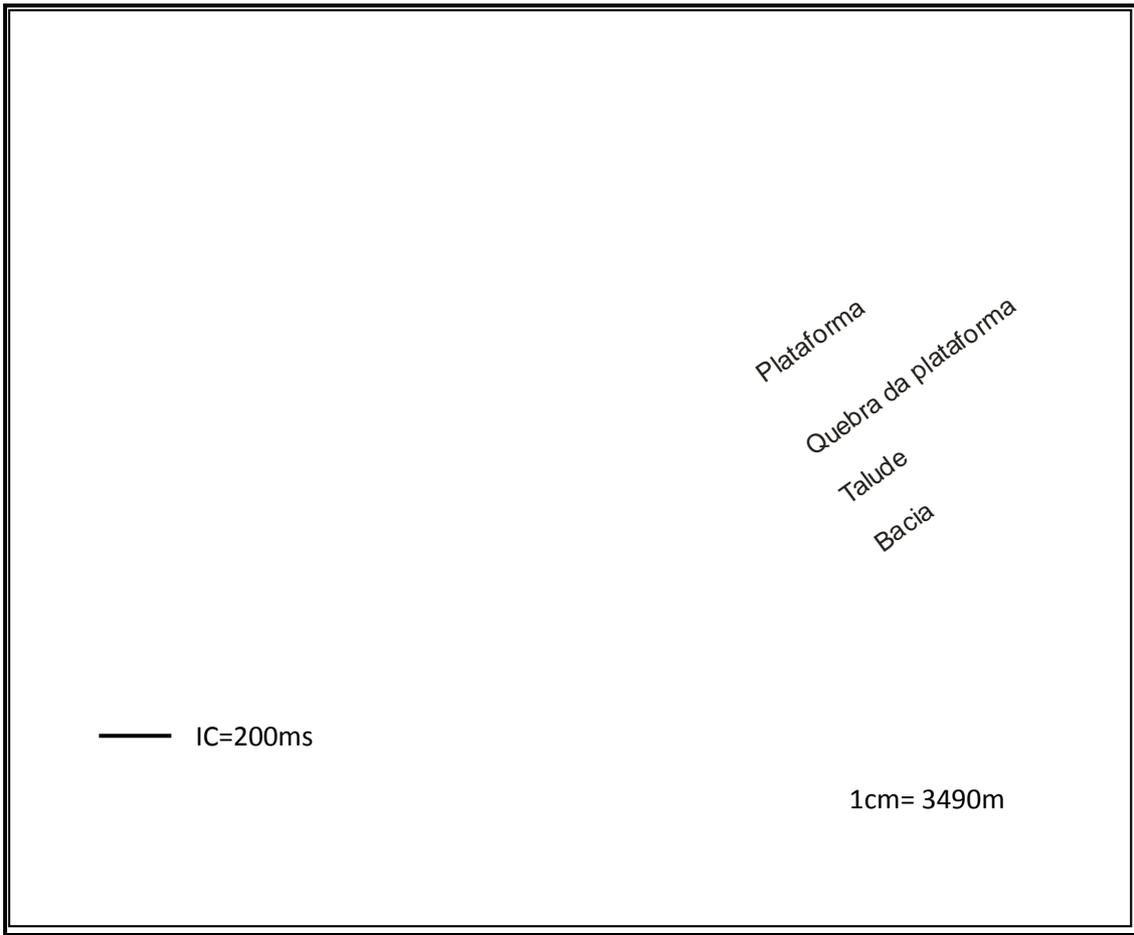


Figura 4.26: Limite de sequência H7, em tempo (TWT). Nota-se a grande extensão areal desta discordância. A quebra da plataforma situa-se a 2400 ms. Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).

Esta sequência é definida, na plataforma externa e interna, por refletores com amplitude média a alta e com continuidade moderada a alta. Observa-se nas áreas proximais sismofácies paralelas a subparalelas com progradações deltaicas próximas a borda da plataforma determinada por refletores com terminações em *downlap*, sendo a base destes identificado como superfície de máxima inundação associado ao trato de sistema de mar alto (Figuras 4.27). Não foi possível determinar o trato de sistema transgressivo nesta sequência.

Observa-se nesta sequência em direção à bacia, sismofácies de contornitos em montiformas (Figura 4.23) e cânions submarinos preenchidos por sedimentos de água profunda.

O mapa de isópacas da sequência S6 (Figura 4.28) é caracterizado pela diminuição da espessura dos sedimentos na parte sudeste e sudoeste da área de estudo. Esta sequência apresenta espessura reduzida quando comparada as outras sequências descritas anteriormente, principalmente na área do sopé do talude-bacia. As maiores

espessuras estão concentradas na área da plataforma interna-externa outra particularidade só vista nesta sequência.

Conclui-se que o espaço de acomodação nas áreas distais estavam muito reduzidos por outro lado, há maior espaço de acomodação na plataforma, isto porque os sedimentos depositados na plataforma são decorrentes do alto espaço de acomodação devido ao aumento relativo do nível do mar que afogou a bacia, em seguida preenchidos pelo grande influxo sedimentar provenientes provavelmente dos picos de soerguimento da Serra do Mar, no Eoceno, sendo posteriormente erodida pelo limite de sequência H7.

Segundo Assine *et al.* (2008), o Eoceno foi uma época de ativação tectônica, responsável pela formação de prismas costeiros com espessos pacotes de conglomerados de sistemas aluviais. Para Moreira *et al.* (2001) *apud* Assine *et al.* (*op.cit.*), a alta taxa de suprimento sedimentar foi decorrência do soerguimento da Serra do Mar. Na parte norte da bacia, formaram-se sistemas deltaicos de margem de plataforma e depósitos formados por fluxos gravitacionais no talude e bacia (Moreira e Carminatti 2004). Na parte central da bacia, as muralhas de sal constituíram obstáculos ao avanço para as partes mais distais da bacia. Desta forma, os sedimentos foram transportados para sul, indo formar uma espessa seção de depósitos de fluxos gravitacionais nas partes mais distais.

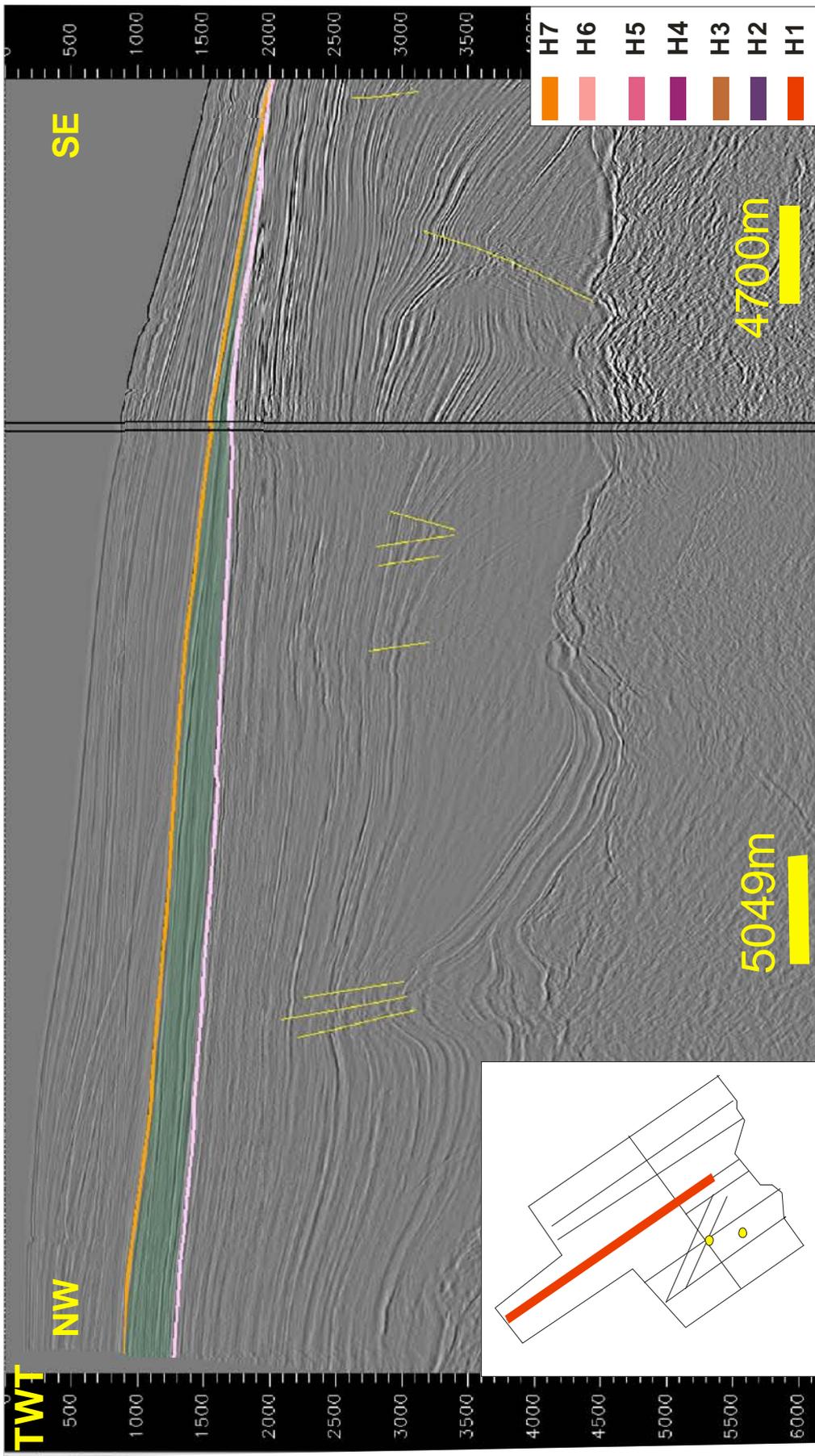


Figura 4.27: Linhas sísmicas 231-0649 e 248-0017, em tempo (TWT). Observa-se na plataforma sismofácies plano-paralela e subparalela. Nota-se progradações e terminações em *downlap* na plataforma. Estas progradações estão associadas ao trato de sistema de mar alto.

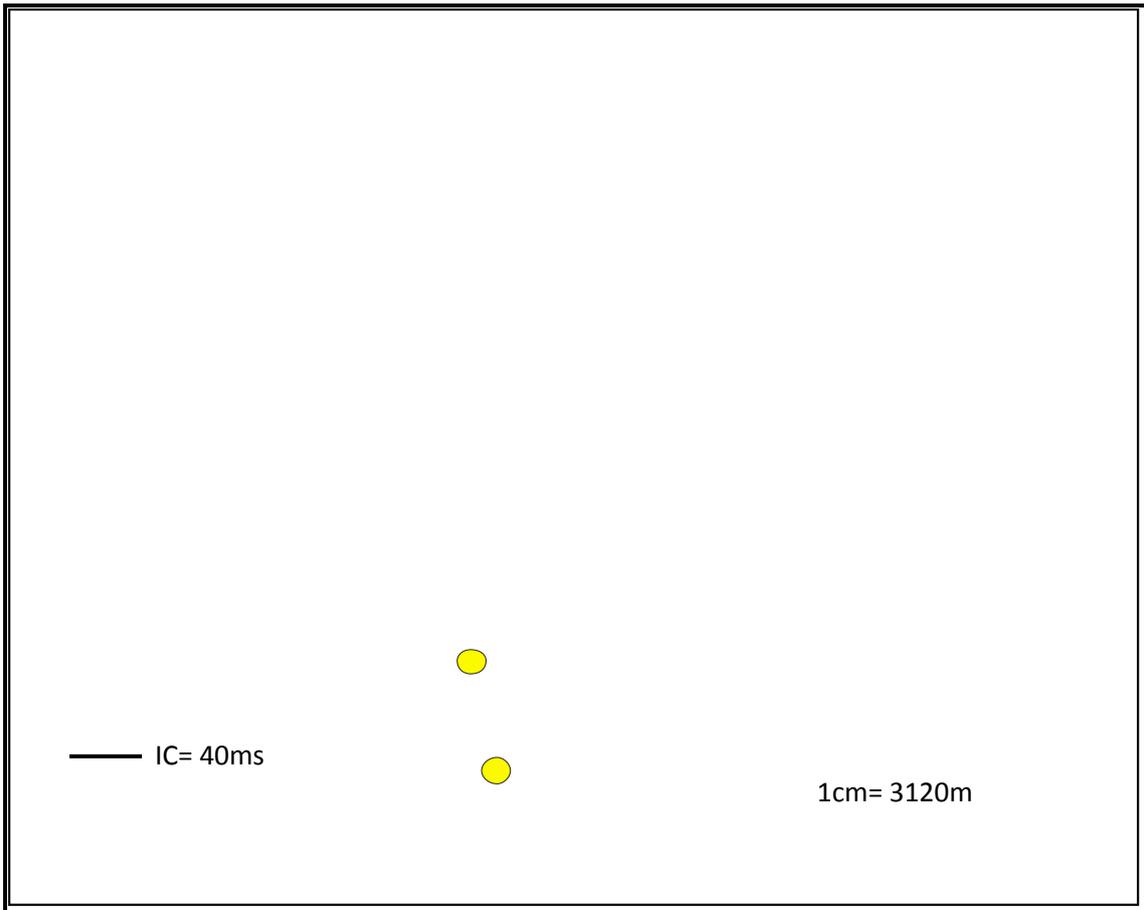


Figura 4.28: Mapa de isópacas da sequência S6, em tempo (TWT). Observa-se depocentros localizados a sudeste, sudoeste e em direção a plataforma.

Os deltas depositados nesta sequência, na plataforma interna e externa, não são os deltas de borda de plataforma, das sequências inferiores, estes estão associados as planícies deltaicas e aos ambientes marinhos rasos. Os deltas de margem de plataforma típicos do Paleoceno e Eoceno podem ter sido erodidos pelo limite de sequência H7 de grande extensão areal e, portanto não foram vistos nesta sequência. A localização da borda da plataforma é mais difícil de ser determinada nesta sequência, pois não ocorrem os deltas de borda de plataforma que auxiliam na caracterização dos limites plataforma-talude.

4.2 Aplicação dos mapas de sismofácies para classificação de ambientes deposicionais

De acordo com (Macurda, 2007) os mapas de fácies sísmicas podem ser construídos por tratos de sistemas e/ou por sequências e são úteis aos exploracionistas para: (1) interpretação de ambientes deposicionais e arcabouço deposicional de uma bacia, (2) distribuição de potenciais fontes de areia, (3) potenciais rochas geradoras, (4) interpretação de *timing* estrutural e falhas de crescimento, (5) definição de áreas

paleotopográficas ou paleobatimétrica e (6) reconhecimento e mapeamento de potenciais *plays* exploratórios e prospectos.

Com esta perspectiva foram construídos mapas de sismofácies para cada sequência deposicional estudada (S1, S2, S3, S4, S5 e S6) (Figuras 4.29, 4.30, 4.31, 4.32, 4.33 e 4.34). Tais resultados são embasados somente pela interpretação sismoestratigráfica realizada.

Devido a ausência de dados de poços na área de estudo os ambientes deposicionais descritos para estas sismofácies são tidos como uma primeira interpretação, mas ainda carente de dados que permitam sua validação.

A legenda das sismofácies utilizadas para a construção dos mapas de fácies sísmicas pode ser vista no capítulo de métodos e materiais (vide Tabela 1.2).

4.2.1 Sismofácies de plataforma e marinho raso

Sismofácies Paralela a Subparalela: apresenta amplitude variável, com continuidade baixa a moderada nas sequências S1, S2, S3, S4 e S5, enquanto a sequência S6 apresenta alta continuidade, com geometria externa em lençol. O limite superior e inferior desta sismofácies pode ser: (1) concordante e *onlap*; (2) *toplap* e *downlap*, (3) concordante-concordante, (4) truncamento erosional e *downlap* e (5) *toplap* e concordante.

A sequência S6 apresenta refletores de alta continuidade sugerindo estratos contínuos depositados em um ambiente relativamente extenso e uniforme, refletores de alta continuidade são indicativos de folhelhos intercalados com arenitos, siltitos e carbonatos relativamente espessos. Normalmente depósitos dentro desta fácies consistem de sedimentos marinhos neríticos, entretanto existem exemplos em que sedimentos fluviais com intercamadas argila e carvões também podem gerar refletores de alta amplitude (Sangree e Widmier, 1977).

Fácies de baixa continuidade e amplitude variável, referentes as sequências S1, S2, S3, S4 e S5, são características de sucessões fluviais, planície deltaica e planície costeira, que compreendem corpos arenosos de tamanhos variáveis, forma e orientações dispersos dentro dos folhelhos (Emery e Myers, 1996).

Sismofácies Caótica: apresenta amplitude variável e continuidade dos refletores baixa. Está presente na localidade do poço BSS-74, nas sequências S1, S2, S3, S4 e S5. O limite superior e inferior desta sismofácies não pode ser determinado devido a terminação dos refletores fortemente erosional e descontínua.

4.2.2 Sismofácies de margem de plataforma e talude superior

Sismofácies Complexo Sigmoidal Oblíquo: apresenta amplitude variável e continuidade baixa a moderada. O limite superior e inferior desta sismofácies pode ser: (1) *toplap* e *downlap*, (2) concordante e *downlap*, (3) *toplap* e *onlap*. Esta sismofácies ocorre nas sequências S1, S2 e S3. Interpretadas como deltas de margem de plataforma desenvolvidos em trato de sistema de mar baixo.

De acordo com (Sangree e Widmier, 1977) este padrão sísmico na margem da plataforma é característico de deltas fluviais e está associada a sedimentos de planície costeira com depósitos de alta energia (Rich, 1951 *apud* Sangree e Widmier, 1977), correspondendo a planície deltaica, enquanto a parte superior da zona da clinofoma corresponde a ambientes de frente deltaica, com bom potencial de sedimentos arenosos. Em contraste, a parte inferior da clinofoma pode ser correlacionada a ambientes de prodelta tipicamente ricos em folhelho. Em alguns casos as áreas baciais podem conter arenitos intercalados com folhelhos marinhos, estes são os casos dos turbiditos.

Sismofácies Oblíqua Tangencial: ocorre principalmente a sudoeste da área de estudo nas sequências S2, S3, S4 e S5. Esta sismofácies apresenta amplitude e continuidade baixa a moderada caracterizada por terminações dos refletores superior e inferior em: (1) truncamento erosional *downlap*, (2) *toplap* e *downlap* e (3) *toplap* e concordante. Esta sismofácies é interpretada como deltas de margem de plataforma. Krassai e Totterdell (2002) interpretam esta sismofácies, litologicamente, para o Delta Hammerhead como lamitos intercalados com arenitos. Vail *et al.* (1977) *apud* (2007) descreve que esta sismofácies pode conter argila, silte e areia nos leques submarinos basais.

Sismofácies Sigmoidal: apresenta amplitude variável, de continuidade baixa a moderada. O limite superior e inferior desta sismofácies pode ser: 1) concordante e *onlap*, 2) concordante e *downlap*, 3) *toplap* e *onlap* e (4) *toplap* e *downlap*. Ocorrem nas sequências S3 e S5 depositadas durante o trato de sistema de mar baixo. De acordo com Krassai e Tortterdell (2002) estas sismofácies podem ser classificadas como lamitos intercalados com arenitos depositados no talude. De acordo com Sangree e Widmier (1977) clásticos de granulometria fina dominam esta sismofácies sendo provavelmente correntes de turbidez de baixa energia como depósitos de hemipelagitos.

Sismofácies Divergente: apresenta amplitude variável de continuidade baixa a moderada. O limite superior e inferior desta sismofácies pode ser: (1) concordante e concordante (2) truncamento erosional e concordante e (3) *toplap* e concordante. Esta sismofácies ocorre nas sequências S1, S4, S5 e S6. O padrão divergente geralmente passa para sismofácies caóticas em direção à bacia. Krassai e Torttedell (2002) associam esta sismofácies a lamitos com intervalos finos de arenitos.

Sismofácies Montiforma de Escorregamento: apresenta amplitude baixa a moderada, de continuidade baixa. O limite superior e inferior desta sismofácies pode ser: truncamento erosional e *downlap*, respectivamente. Esta sismofácies está presente somente na sequência S4.

Sismofácies Caótica: apresenta amplitude variável e continuidade baixa, relacionada a fluxos de massa (*debris flow* e/ou *slumps*), presente nas sequências S2, S3 e S4. O limite superior e inferior desta sismofácies pode ser: (1) concordante e concordante; (2) concordante e *downlap*; (3) truncamento erosional e *onlap*; (4) truncamento erosional e *downlap*; e (5) *toplap* e *downlap*. Moreira e Carminatti (2004) classificam esta sismofácies, na área norte da Bacia de Santos, como espessos pacotes de paraconglomerados suportados por matriz argilosa.

4.2.3 Sismofácies de sopé do talude e bacia

Sismofácies Plano Paralela a Sub Paralela: apresenta amplitude e continuidade moderada a alta. O limite superior e inferior desta sismofácies pode ser: concordante e concordante. Esta sismofácies está presente nas sequências S5 e S6. Krassai e Torttedell (2002) associam esta fácies, no sopé do talude, a folhelhos marinhos.

Sismofácies Contornito em Montiforma: apresenta amplitude e continuidade moderada a alta, este padrão está relacionado a ambientes de águas profundas. As terminações dos refletores inferior e superior são: concordante e concordante. Esta sismofácies está presente somente na sequência S6.

Sismofácies Caótica: caracteriza-se por amplitudes variáveis e continuidade baixa. Esta sismofácies foi remobilizada para as partes mais distais da bacia devido a tectônica presente na área de estudo. As terminações dos refletores superior e inferior são: (1) concordante e *downlap*, (2) concordante e concordante, (3) *toplap* e concordante e (4) concordante e *onlap*. Esta sismofácies está presente nas sequências S1, S2, S3, S4, S5 e S6.

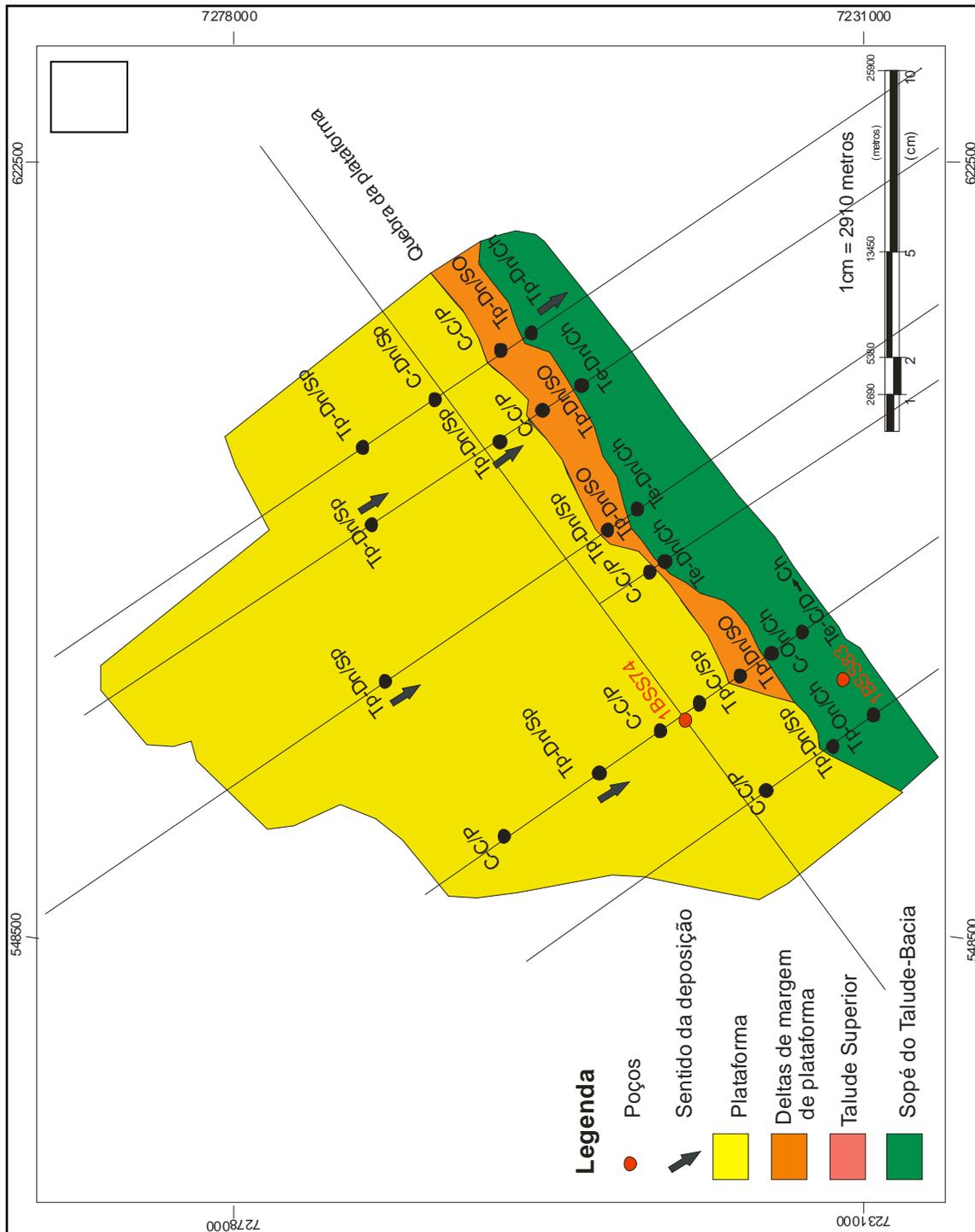


Figura 4.29: Mapa de sismofácies da sequência S1. Observa-se a presença de deltas de margem de plataforma com sismofácies complexo sigmoidal oblíquo. Devido ao truncamento do limite de sequência H2 no limite de sequência H3, esta sequência não alcança as áreas mais distais. Os círculos de cor preta indicam o local de análise da sismofácies. As siglas de cada sismofácies estão representadas na tabela 1.2.



Figura 4.30: Mapa de sismofácies da seqüência S2. Nota-se um pequeno recuo da quebra da plataforma em relação a seqüência S1. Observa-se também deltas de margem de plataforma localizados no talude superior. As sismofácies de complexo sigmoidal oblíquo na parte sudeste grada em direção a sudoeste para sismofácies oblíqua sigmoidal. Os círculos de cor preta indicam o local de análise da sismofácies. As siglas de cada sismofácies estão representadas na tabela 1.2.

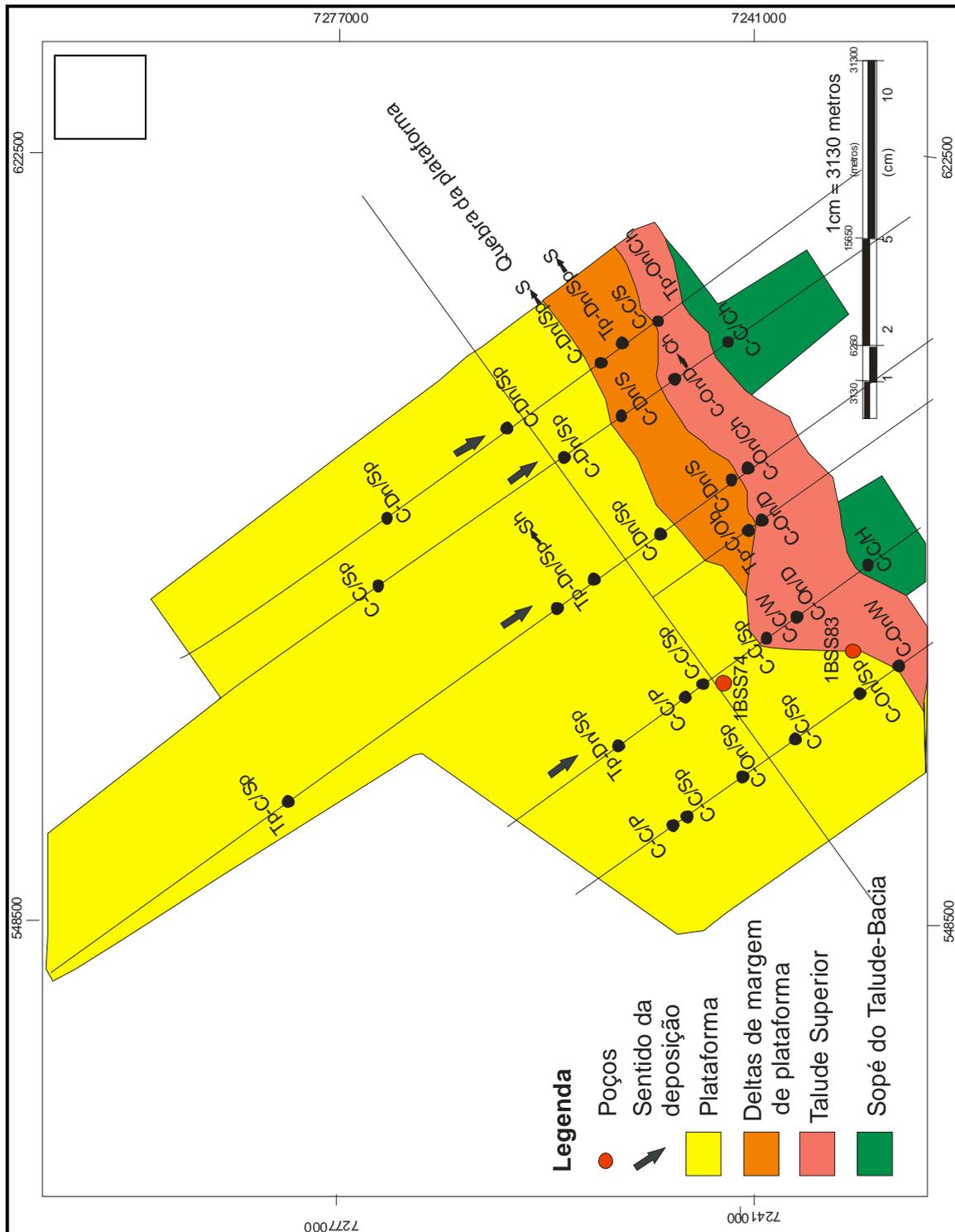


Figura 4.33: Mapa de sismofácies da sequência S5. Nota-se um recuo da quebra da plataforma em relação a sequência S4. Mudança das sismofácies prográdantes, com deposição de sismofácies sigmoidal de mais baixa energia a sudeste para sismofácies oblíqua tangencial de mais alta energia a sudoeste. Os círculos de cor preta indica o local de análise da sismofácies. As siglas de cada sismofácies estão representadas na tabela 1.2.

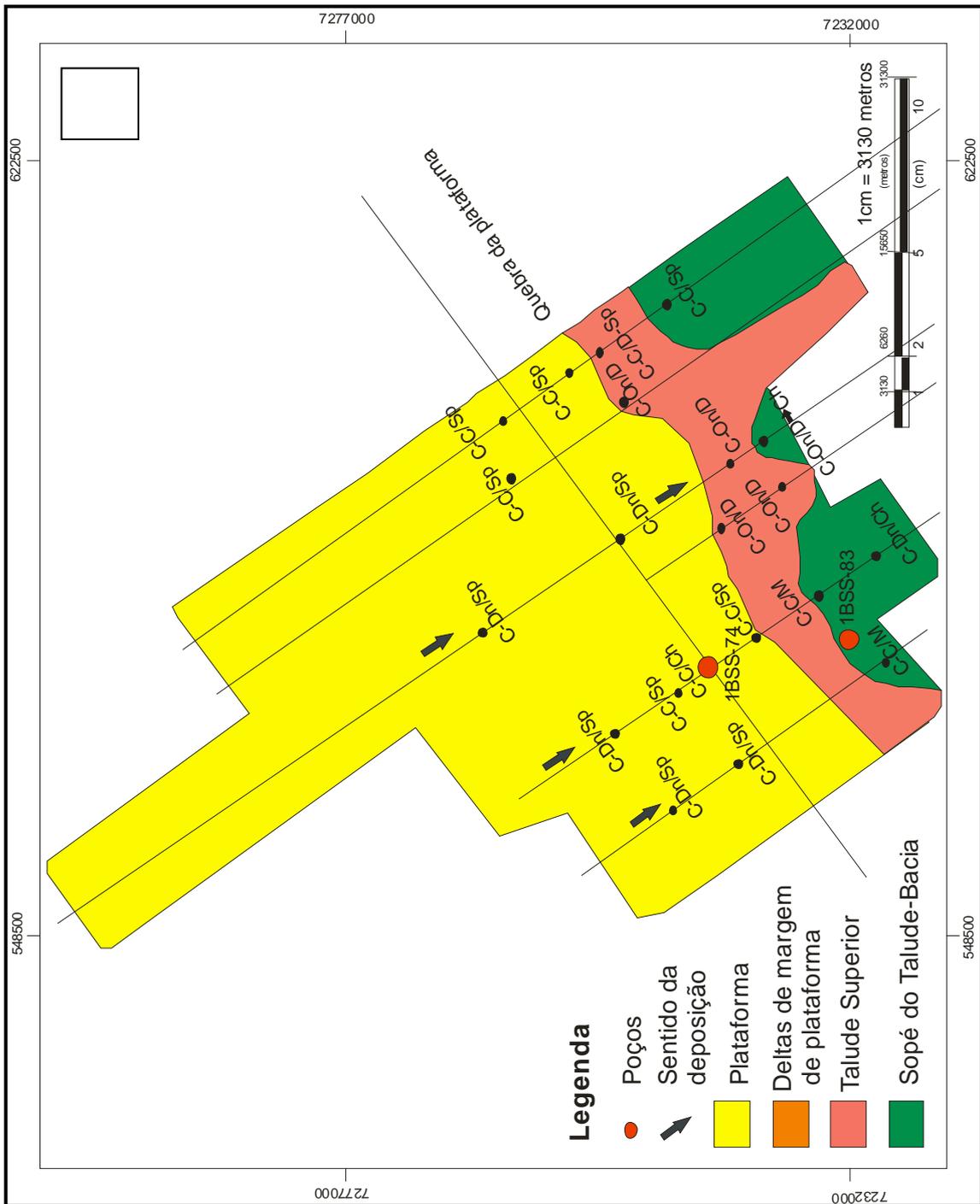


Figura 4.34: Mapa de sismofácies da sequência S6. Nota-se o avanço da quebra da plataforma em direção a bacia em relação a sequência S5. Esta sequência é de caráter progracional. Não observa-se os deltas de margem de plataforma característicos das sequências inferiores. Os círculos de cor preta indica o local de análise da sismofácies. As siglas de cada sismofácies estão representadas na tabela 1.2.

5.0 Integração dos dados e discussão dos Resultados

Observou-se na área de estudo 6 (seis) sequências deposicionais de terceira e segunda ordem depositadas dentro dos tratos de sistema de mar baixo inicial associado a regressão forçada (trato de sistema de queda), mar baixo final associado a regressão normal, trato de sistema transgressivo e o trato de sistema de mar alto. A identificação do trato de sistema transgressivo é sutil, sendo observado na sequência S5.

Os exemplos de trato de sistema de mar alto foram identificados nas sequências S5 e S6. Na sequência S5 este trato é marcado pela progradação de deltas de margem de plataforma (Figura 4.22), enquanto a sequência S6 é dominada por deltas localizados na plataforma média e externa (Figura 4.27), porém em direção à bacia as superfícies de máxima inundação destas duas sequências estão ausentes e/ou condensada e, portanto não puderam ser interpretadas para as partes mais distais.

A construção de mapas de sismofácies permitiu identificar, nas sequências, os ambientes de plataforma, talude e bacia. Ambientes de plataforma são caracterizados geralmente por refletores paralelos e subparalelos. Ambientes de margem de plataforma e talude superior contêm espessos sedimentos marinhos com espessura de água suficiente para o desenvolvimento de padrões de progradação oblíqua e sigmoidal. Ambientes do sopé do talude e bacia incluem uma variedade de fácies de águas profundas que se estendem do talude até assoalho da bacia (Sangree e Widmier, 1977).

Configuração interna do tipo paralela e subparalela estão presentes desde a plataforma interna até a plataforma externa, porém observa-se nas sequências S1, S2, S3, S4 e S5 que estes refletores apresentam baixa continuidade enquanto na sequência S6 apresenta continuidade alta (figura 4.27) o que indica uma brusca mudança no tipo de ambiente deposicional.

Na área do poço BSS-74 ocorre mudança no padrão das sismofácies sendo caracterizado pela configuração interna caótica (Figura 4.1, este padrão é caracterizado desta forma devido a presença de escape de gás neste poço (Vasconcelos, informação verbal)) .

Os sedimentos acumulados na plataforma foram depositados durante os tratos de sistema de mar baixo (S1, S2, S3, S4), transgressivo (S5) e mar alto (S5 e S6). Os sistemas deposicionais que podem ser caracterizados na plataforma são: fluvial,

marinho raso e deltaico, porém devido à falta de poços não foi possível individualizar os sistemas para cada sequência estudada. Sabe-se, no entanto que as partes proximais dos deltas de margem de plataforma, referentes a planície deltaica, são alimentadas por sedimentos fluviais, enquanto a frente deltaica destes deltas são influenciados por ondas, em um típico ambiente marinho raso.

Os ambientes de margem de plataforma e talude podem ser bem caracterizados pelas sequências S1, S2, S3, S4 e S5 que apresentam padrão progracional bem marcados, relacionados a depósitos regressivos, exemplificados pelos deltas de margem de plataforma desenvolvidos durante os tratos de sistemas de mar baixo e mar alto, estes deltas foram depositados desde a margem da plataforma até o talude superior. Os deltas de margem de plataforma puderam ser associados as regressões forçada e normal, com a regressão forçada exemplificada pelo padrão *offlap* (Figura 4.14) característico principalmente na sequência S3. Observa-se na área de estudo sismofácies progracionais do tipo sigmoidal, complexo sigmoidal oblíquo e oblíquo tangencial (Figuras 4.14, 4.10, 4.11, respectivamente). Na sequência S3 há mudanças no padrão das sismofácies progradantes desde a plataforma interna até o talude superior, ocorrendo progradações de mais alta energia (complexo sigmoidal oblíquo e oblíquo tangencial) na parte sudoeste e mais baixa energia (sigmoidal) para sudeste (Figura 4.31).

Estas sismofácies progradantes estão por vezes juntas com sismofácies caóticas em direção ao sopé do talude (Figura 4.7), interpretadas como escorregamentos, possivelmente *slumps* e/ou *debris flows*. Os deltas de margem de plataforma associados as sismofácies caóticas são muito comuns também na área norte da Bacia de Santos (Moreira e Carminatti, 2004), estes autores consideram que os deltas de margem de plataforma com configuração interna caótica, em direção à bacia, foram depositados durante o trato de sistema de mar alto, nesta dissertação as sismofácies caóticas em direção à bacia foram formadas durante o trato de sistema de mar baixo, pois estes sedimentos estão associados aos deltas de margem de plataforma.

Foram determinadas outras sismofácies no talude superior, tais como as sismofácies caótica, divergente (Figura 4.19) e de montiforma de escorregamento (Figura 4.18), presentes após a quebra da plataforma. Nas linhas sísmicas 0248-0020 e 0248-0021 observa-se configuração interna *wavy* (Figura 4.23). O padrão divergente é interpretado como deposição sin-tectônica, enquanto a sismofácies de montiforma indica ambiente de alta energia, assim como as sismofácies caóticas.

Ao analisar os mapas de sismofácies observa-se uma tendência progradacional na área de estudo com os sedimentos sendo depositados para as áreas mais distais da bacia apresentando indícios de rebaixamento do nível do mar com alta taxa de suprimento sedimentar. Os mapas de sismofácies das sequências S2, S3 e S4 auxiliaram na determinação da quebra da plataforma, onde os deltas de margem de plataforma estavam presentes. Notou-se nestas sequências um deslocamento da quebra da plataforma em direção à bacia, com possível rebaixamento do nível do mar associado ao soerguimento da Serra do Mar, como mencionado nos capítulos anteriores.

Os mapas de isópacas das sequências S2, S3 e S4 também indicam esta tendência progradacional, no entanto, nas sequências S2 e S3 (Figuras 4.12 e 4.15) nota-se também um forte controle estrutural na deposição destes sedimentos já que estes estão sendo controlados por um *trend* estrutural de direção NE-SW associado a movimentação da Falha de Cabo Frio e a tectônica salífera, neste caso anterior a deposição destas sequências. As sequências S1 e S4 (Figuras 4.8 e 4.20) mostram um grande depocentro na área sudeste e sudoeste da área de estudo, com possível progradação dos sedimentos de noroeste-norte para sudeste e nordeste para sudoeste.

Devido ao padrão divergente destas sequências em direção ao talude pode-se concluir que estas (S1 e S4) estavam diretamente associada a tectônica sin-deposicional. As sequências S2 e S3 estão restritas ao bloco baixo da Falha de Cabo Frio, enquanto os sedimentos da sequência S4 (Eoceno) possivelmente avançaram em direção ao bloco alto, preenchendo o depocentro criado pela tectônica salífera.

A quebra da plataforma nas sequências S5 e S6 não é tão fácil de ser determinada devido a erosão destas sequências pelo limite de sequência H7 durante o Oligoceno Inferior, no entanto nota-se um pequeno deslocamento da quebra da plataforma da sequência S5 em direção ao continente, indicando uma subida relativa do nível do mar, que pode estar associada tanto ao trato de sistema de mar baixo tardio quanto ao início do trato de sistema transgressivo. Na sequência S6 a quebra da plataforma apresenta um pequeno avanço em direção à bacia, indicando a progradação dos sedimentos, no entanto como não há deltas de margem de plataforma nesta sequência a definição exata da quebra da plataforma é por vezes inferida.

Podemos concluir que as sequências S1, S2, S3 e S4 são fortemente progradacionais, com forte controle tectônico e com ciclos de rebaixamento relativo do nível do mar, enquanto o topo da sequência S5 apresenta um deslocamento da quebra da

plataforma em direção ao continente indicando uma subida relativa do nível do mar, durante o trato de sistema transgressivo, com posterior afogamento e deposição de deltas de margem de plataforma depositados durante o trato de sistema de mar alto. A sequência sobrejacente S6 apresenta uma tendência progradação com o predomínio do trato de sistema de mar alto, porém estes não estão associados aos deltas de margem de plataforma, estes deltas foram depositados na plataforma média e externa. A sequência S6 é caracterizada por um afogamento com posterior deposição de deltas de mar alto.

Com base nos mapas de sismofácies conclui-se que a quebra da plataforma da sequência S1 (Figura 4.29) em relação a sequência S2 (Figura 4.30) apresenta-se deslocada em direção à bacia, com subsequente recuo da borda da plataforma no topo da sequência S2. Os deltas de margem de plataforma formados durante o trato de sistema de mar baixo inicial apresentam a linha de costa muito próxima a borda da plataforma onde qualquer avanço ou recuo da quebra de plataforma podem indicar subida ou descida relativa do nível do mar. As sequências S2, S3 e S4 (Figuras 4.30, 4.31 e 4.32) apresentam um avanço progressivo da quebra da plataforma com o recuo imediato da plataforma pela sequência S5 (Figura 4.33), com deposição dos tratos de sistema de mar baixo, transgressivo e de mar alto, seguido de outra progradação relativo a sequência S6 (Figura 4.34).

Os ambientes sedimentares de sopé do talude e bacia foram determinados através de três sismofácies: caótica, paralela-subparalela e contornito em montiforma (Figura 4.23). Estas sismofácies são interpretadas como depositadas em ambientes de água profunda.

A sequência paleocênica (S1, S2, S3) é representada por uma grande espessura de sedimentos na parte sudoeste da área de estudo como demonstrado no mapa de isópacas (Figura 5.1). O que pode indicar fonte de sedimentos localizado a nordeste, provavelmente associado aos fluxos gravitacionais, tais como: fluxos de detritos, *slides* e/ou *slumps* exemplificados pela sismofácies caóticas. Nota-se também na sequência do Paleoceno um *trend* estrutural de direção NE-SW com espessura de até 460 ms, referentes as sequências S2 e S3.

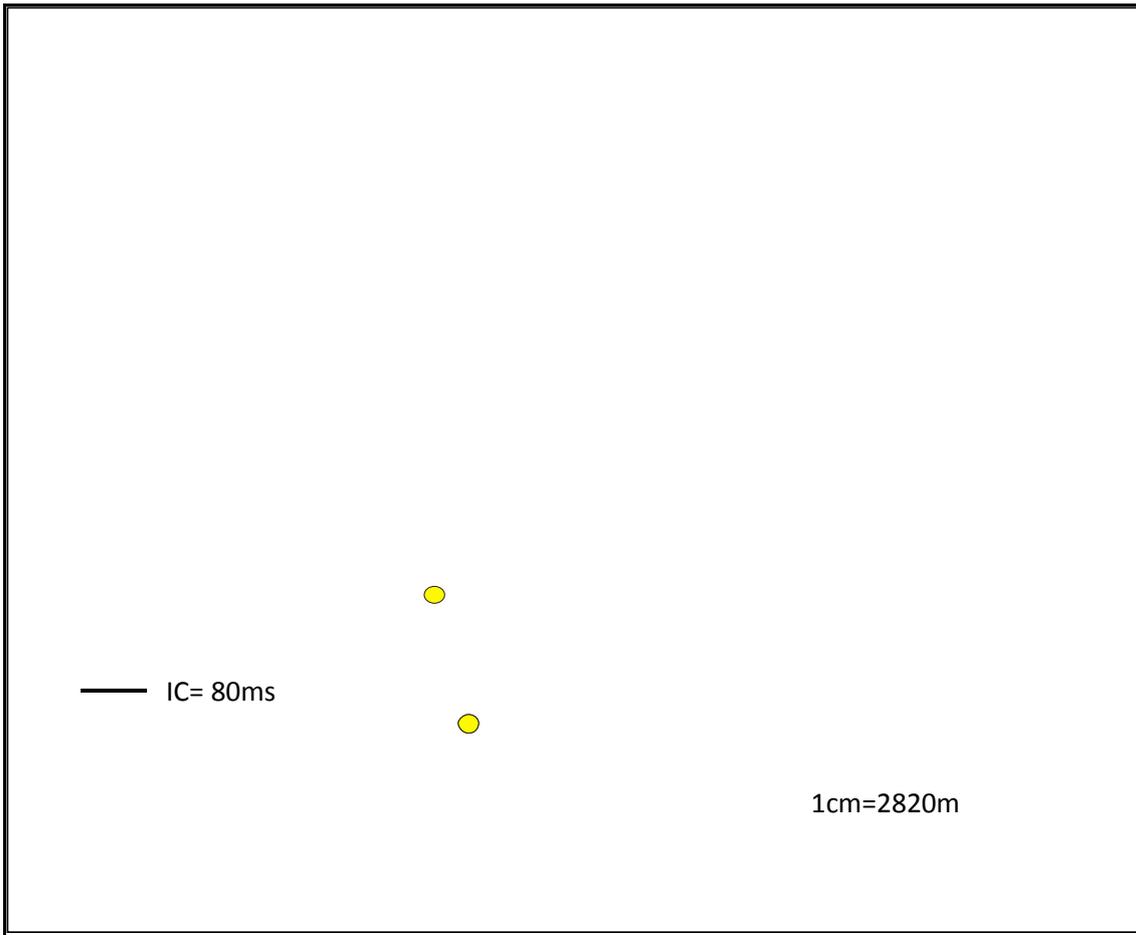


Figura 5.1: Mapa de isópacas da sequência paleocênica em tempo (TWT), mostrando o depocentro localizado a sudoeste, com diminuição da espessura dos sedimentos em direção a sudeste. Nota-se também um *trend* estrutural de direção NE-SW que serviu de depocentro para as sequências S2 e S3. Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).

Os sedimentos do Eoceno (S4, S5 e S6) estão localizados a sudeste e sul da área de estudo (Figura 5.2). O mapa de isópacas total das sequências do Paleoceno e Eoceno (Figura 5.3) apresentam dois depocentros principais um sul e outro sudeste o que indica um forte controle estrutural de direção NE-SW, no entanto próximo ao poço BSS-74 nota-se uma diminuição da espessura dos sedimentos que poderia indicar estar mais alto estruturalmente impedindo que os sedimentos, vindos de noroeste (localizado próximo as linhas sísmicas 0248-0020 e 0248-0021), ultrapassassem para as áreas distais ou pode ser explicado pela diminuição do nível relativo do mar deixando parte da plataforma exposta gerando pouco espaço para a acomodação dos sedimentos.

Com o auxílio dos mapas de isópacas podemos descrever diferentes migrações de depocentro ao longo de toda a deposição das sequências. A sequência S1 apresenta depocentro localizado a sudoeste com indício de subsidência diferencial nesta área (linhas sísmicas 0248-0020 e 0248-0021).

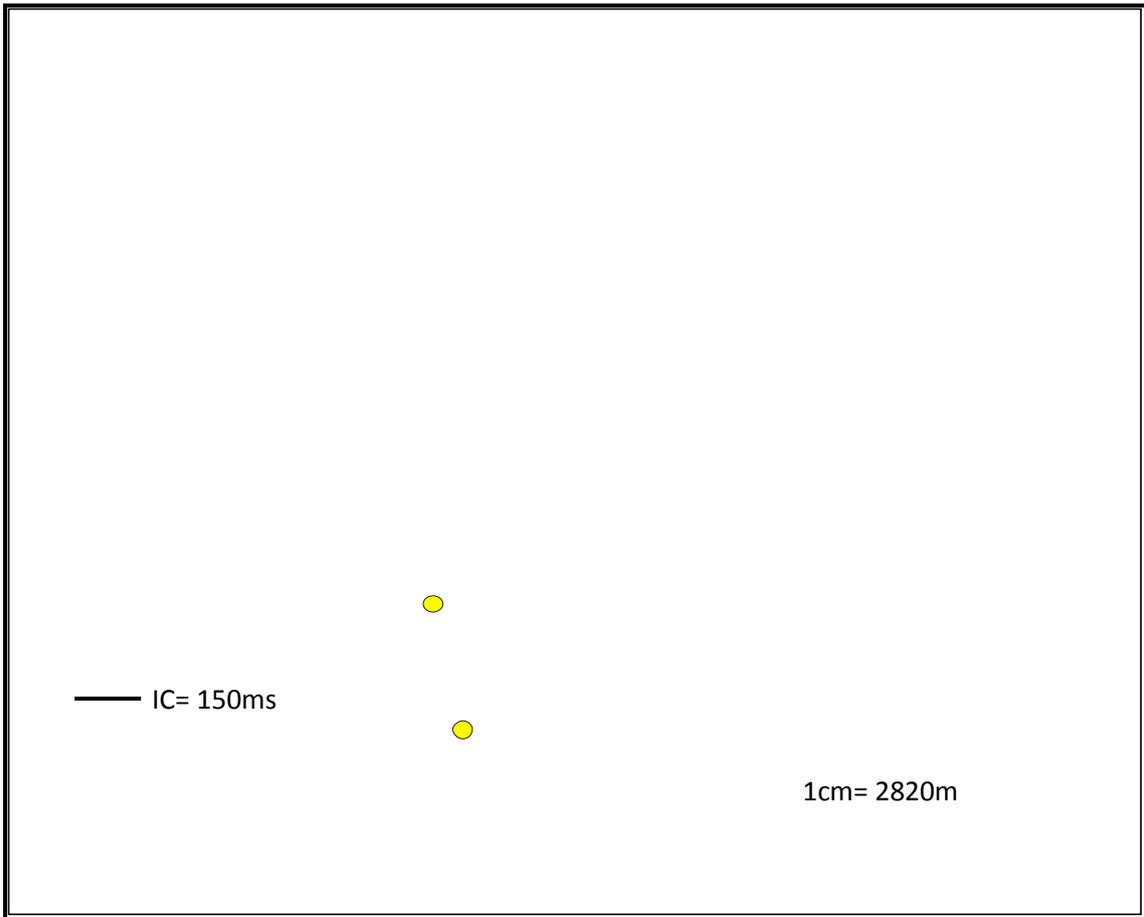


Figura 5.2: Mapa de sismofácies da sequência do Eoceno, em tempo (TWT). Observa-se a maior espessura de sedimentos localizados a sudeste. Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).

As sequências sobrejacentes S2 e S3 apresentam deposição de direção NE-SW espalhado por toda a bacia, porém depositados recuados em direção ao continente, em seguida depositou-se a sequência S4 com depocentro localizado a sudoeste e sudeste, depositado em direção à bacia, já as sequências S5 e S6 apresentam depocentro para sudeste indicando mudança de depocentro com menor quantidade de sedimentos depositada a sudoeste da área de estudo.

Esta migração de depocentro se refere a história deposicional da bacia. O Paleoceno apresenta uma espessura maior a sudoeste, enquanto o Eoceno apresenta espessura maior em direção a sudeste, ou seja, há uma mudança de depocentro, que pode ter sido provocado por diferentes taxas de subsidência devido a movimentação da Falha de Cabo Frio, a sobrecarga de sedimentos, a movimentação do sal e/ou pelas diferentes fontes de sedimentos presentes durante o Paleógeno.

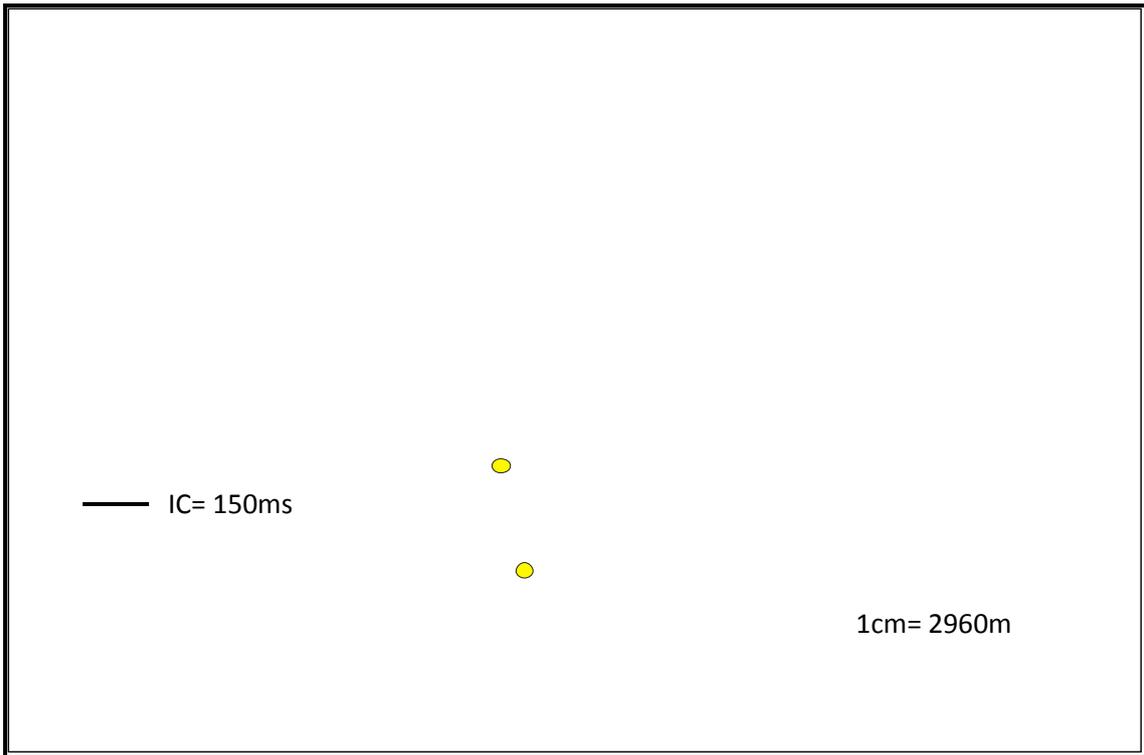


Figura 5.3: Mapa de isópacas total, em tempo (TWT), das sequências mapeadas. Os depocentros estão localizados a sudeste (referentes aos sedimentos do Eoceno) e a sudoeste (referentes aos sedimentos do Paleoceno). Os poços estão destacados pelo círculo amarelo. IC (intervalo de contorno).

De modo geral há uma tendência de aumento da espessura dos pacotes sedimentares, em direção à bacia principalmente nas proximidades das linhas sísmicas 0248-0013 e 0248-0014, durante o Eoceno. Nestas linhas sísmicas foram interpretados cânions que serviram como conduto de sedimentos. Em direção a sudoeste não foram observados cânions, o que provavelmente determinou para a menor espessura de sedimentos nestas áreas, corroborando para uma área fonte concentrada na parte norte-nordeste da área de estudo. Há portanto duas direções principais de sedimentação: uma noroeste-sudeste e outra nordeste-sudoeste (provavelmente associada a fluxos gravitacionais, com deposição de turbiditos). Moreira e Carminatti (2004) interpretam na área norte da Bacia de Santos, próximo ao Alto de Cabo Frio, a presença de cânions que serviram como conduto de sedimentos para a bacia.

Na área de estudo observa-se uma grande calha estrutural que serviu como depocentro de sedimentos. A área Central foi denominada por Demercian (1996) como uma Calha Central que se formou devido a movimentação de uma falha antitética que serviu como barreira para a deposição dos sedimentos nas áreas distais da bacia, mais tarde denominada de Falha de Cabo Frio, por este motivo conclui-se que boa parte dos sedimentos do Paleoceno e Eoceno depositados na área de estudo não

ultrapassaram o bloco alto da Falha de Cabo Frio, com os sedimentos progradando no sentido axial (nordeste-sudoeste), diferente da área norte da Bacia de Santos que apresentam boa parte dos sedimentos do Paleógeno no bloco alto da falha.

Segundo Assine *et al.* (2008), na parte central da bacia, as muralhas de sal constituíram obstáculos ao avanço para as partes mais distais da bacia. Desta forma, os sedimentos foram transportados para sul, indo formar uma espessa seção de depósitos de fluxos gravitacionais nas partes mais distais.

Esta calha estrutural que serviu de depocentro para os sedimentos do Paleoceno e Eoceno podem não ser tão profunda devido a um efeito denominado de *push down* muito comum em dados sísmicos em tempo. Este efeito em reflexão sísmica significa aumento localizado do tempo de reflexão ocasionado pela presença de um corpo sobrejacente de baixa velocidade. Observa-se abaixo do cânion submarino, próximo a falha de cabo frio a propagação deste efeito para as camadas inferiores. Este efeito poderá ser diminuído quando da conversão da sísmica de tempo para profundidade.

Esta calha foi preenchida pelos sedimentos advindos da Serra do Mar, associado aos pulsos de soerguimento datados do limite Cretáceo-Terciário, referentes a erosão da superfície de aplainamento Japi, e durante o final do Paleoceno com clímax no Mesoeoceno, formando espessos pacotes turbidíticos.

Devido a grande concentração dos sedimentos nesta calha estrutural impedindo a progradação dos sedimentos em direção ao bloco alto da Falha de Cabo Frio, podemos concluir que provavelmente estes sedimentos sejam rochas pouco maduras em razão do menor transporte sedimentar localizado na área de estudo.

5.1 Diagrama Cronoestratigráfico

Segundo Souza Cruz (1995), a construção de um diagrama cronoestratigráfico é fundamental para se observar a natureza descontínua da sedimentação, enfatizar a variabilidade espacial e temporal das unidades litológicas, além de ressaltar as discordâncias com clareza, indicando onde as sequências foram truncadas por erosão. A delimitação das sequências através das terminações dos estratos (*onlap*, *downlap*, etc..), dentro de um diagrama cronoestratigráfico, produz relações espaciais que podem sugerir variações do nível do mar, tectonismo, erosões por correntes de fundo e outros fenômenos, que podem ser correlacionados regionalmente.

Para a construção do diagrama utilizou-se as linhas sísmicas 231-0649 e 0248-0017 (Figura 4.3), pois estas linhas abrangem grande parte da área de estudo.

Podemos observar no diagrama cronoestratigráfico a continuidade das sequências deposicionais presentes na área de estudo. Nota-se que a sequência S1 está restrita a plataforma externa e ao sopé do talude, pois a mesma é erodida pelo limite de sequência H2. A sequência S2 estende-se pela plataforma até o sopé do talude. Na área do sopé do talude a sequência S2 é erodida pelo limite de sequência H3. Nestas duas sequências nota-se o caráter progradacional com deposição dos sedimentos durante o trato de sistema de mar baixo.

As sequências S3 e S4 são depositadas em direção à bacia, porém em direção a plataforma estas se encontram erodidas pelo limite de sequência H5. Estas sequências também foram depositadas durante a regressão (trato de sistema de mar baixo), porém nota-se um avanço maior da progradação, em direção às áreas distais, do que o observado nas sequências S1 e S2.

A sequência S5 apresenta um grande hiato deposicional ou *bypassing* na plataforma, provocado pelo aspecto erosional do limite de sequência H5. Esta sequência é caracterizada por depósitos de trato de sistema de mar baixo, no sopé do talude, seguida de transgressão, com deposição de sedimentos durante o trato de sistema transgressivo (observado através de terminações em *onlap* na plataforma). Esta transgressão evoluiu para um afogamento na plataforma com posterior deposição de sedimentos do trato de sistema de mar alto, limitada pela superfície de máxima inundação, demonstrado através de *downlap* da plataforma até o talude.

A sequência S6 é caracterizada pela deposição de sedimentos durante o trato de sistema de mar baixo (com terminação em *onlap* no talude superior), seguido de progradações na plataforma interna e externa através do trato de sistema de mar alto, limitada pela superfície de máxima inundação. Observa-se a erosão da sequência S5, na borda da plataforma, pelo limite de sequência superior H7.

A correlação destas sequências com a curva de Haq (1991) (Figura 5.4) é tentativa devido a necessidade de controle através de dados bioestratigráficos. Com exceção do limite de sequência H1 que foi “amarrado” através de um controle bioestratigráfico, os outros limites de sequência foram “amarrados” correlacionando aos dados de literatura.

DIAGRAMA CRONOESTRATIGRÁFICO DE WHEELER

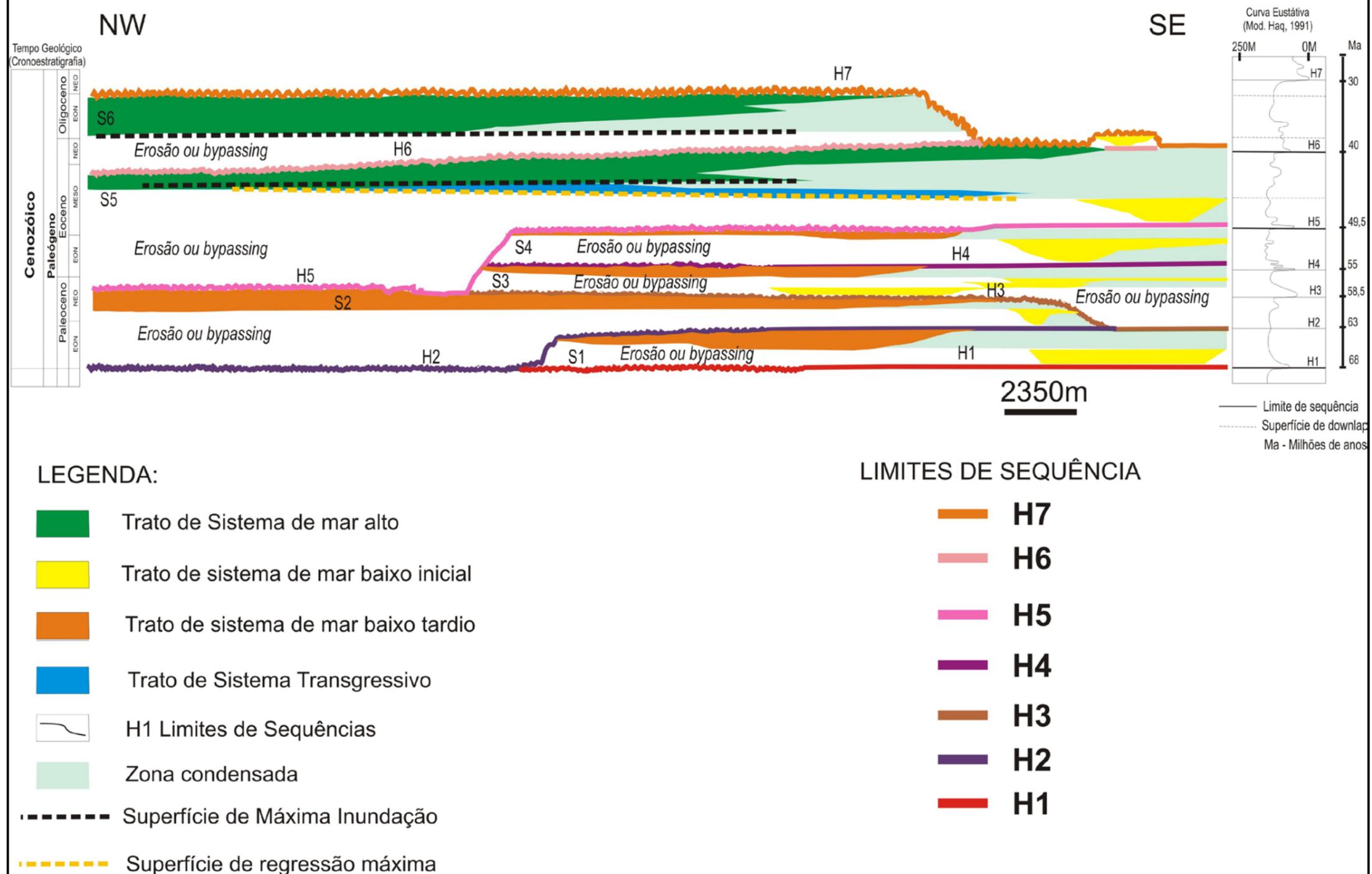


Figura 5.4: Diagrama cronoestratigráfico de Wheeler a partir das linhas sísmicas, em tempo, 231-0649 e 248-0017. Foram realizadas correlações dos limites de sequência mapeados nesta dissertação com a carta global eustática.

5.2 Evolução Geológica

A seguir é apresentado o modelo de evolução geológica dos sedimentos depositados durante o Paleoceno e Eoceno aqui proposto, enfatizando os aspectos estratigráficos e estruturais na área de estudo e adjacências. Destaca-se na área estudada o aspecto progradacional do Paleoceno e Eoceno Inferior, seguida de uma fase possivelmente transgressiva durante o Mesoeoceno e novamente progradacional durante o Neoeoceno/Oligoceno Inferior, porém neste caso associado ao trato de sistema de mar alto.

A deposição da sequência S1 inicia-se com um rebaixamento de grande magnitude relacionado ao limite Cretáceo-Terciário, associado ao pulso de soerguimento da Serra do Mar, e relacionado a superfície de aplainamento Japi (Almeida, 1976; Almeida e Carneiro, 1998; Zalán e Oliveira, 2005). Este rebaixamento foi responsável, na área de estudo, pela formação de deltas de margem de plataforma depositados durante o trato de sistema de mar baixo. Este trato foi capaz de gerar significativos volumes de sedimentos durante o Paleoceno preenchendo o espaço gerado no *gap* do Albiano. O emprego do limite de sequência H1 apresenta certas limitações, pois em direção ao continente parece estar erodido, não sendo observada sua continuidade para as áreas proximais. Contudo, a ausência de linhas sísmicas *strike* na plataforma também pode ter contribuído para a dificuldade em se mapear o limite de sequência inferior H1.

As sequências S2, S3 e S4 foram depositadas durante o Paleoceno (S2 e S3) e Eoceno (S4) com padrões *offlap*, associados a grandes rebaixamentos correlacionados as regressões forçadas.

No entanto a sequência S4 apresenta falhamento pós deposicional, o que pode induzir a classificação errônea da feição *offlap*. Os falhamentos vistos nesta sequência (S4) podem ter acarretado o escorregamento de depósitos de fluxos de detritos para a bacia. A inclinação do talude de aproximadamente 10 graus também pode ser um dos fatores para o escorregamento de fluxos de massa em direção às áreas distais. Os sedimentos dos tratos de sistema de mar baixo inicial são geralmente responsáveis pela deposição de sedimentos arenosos para as áreas mais distais da bacia.

Como estas sequências foram bloqueadas pela muralha de sal, os sedimentos foram obrigados a divergir para o sul da Bacia de Santos, vindo a formar espessos fluxos gravitacionais, possivelmente associados a turbiditos. Mas devido a configuração de sismofácies caóticas, provavelmente não serão consideradas boas rochas reservatório.

No final do Paleoceno/início do Eoceno começa o segundo pulso regional de ascensão do embasamento (Zalán e Oliveira, 2005) provavelmente responsável pelo aporte de sedimentos clásticos para a bacia. Este soerguimento ascensional pode ter gerado o rebaixamento do nível do mar e provavelmente definiu a ausência de sedimentos a sudoeste como observado no mapa de isópacas da sequência S4.

As sequências S3 e S4 (Paleoceno e Eoceno, respectivamente) adelgamam em direção ao continente em resposta ao truncamento erosivo, associado ao rebaixamento do nível do mar durante o Mesoeoceno representado pelo limite de sequência H5.

A sequência S5 (Eoceno) diferencia-se das sequências inferiores devido ao ciclo completo de subida e descida do mar, com a deposição de deltas de margem de plataforma durante o trato de sistema de mar alto. Esta sequência é capaz, ao contrário das sequências inferiores, de depositar maior espessura de sedimentos na plataforma, visto que há maior espaço de acomodação. Observa-se discordâncias internas, que auxiliariam numa subdivisão em ciclos de mais alta frequência, caso haja a necessidade de um trabalho de estratigrafia de mais alta resolução na área de estudo.

A sequência S6 depositada durante o Eoceno-Oligoceno Inferior apresenta as maiores espessuras localizado sobre a plataforma devido o estabelecimento de condições de aumento relativo do nível do mar. Progradações nesta sequência são observadas desde a plataforma interna até a plataforma externa relacionada ao trato de sistema de mar alto.

Grandes espessuras de sedimentos foram depositadas durante o Eoceno (Figura 5.2) principalmente no norte da Bacia de Santos, fato este confirmado também na área estudada através do mapa de isópacas com maiores espessuras de sedimentos comparados a sequência do Paleoceno (Figura 5.1).

Zalán e Oliveira (2005) descrevem sobre grandes quantidades de sedimentos depositados durante o Mesoeoceno devido ao soerguimento da Serra do Mar demonstrada através dos reservatórios da Formação Marambaia, com espessos depósitos turbidíticos.

Na área de estudo pôde-se mapear duas discordâncias de caráter regional: limites de sequência H5 e H7. Esta classificação é suportada pela grande extensão areal destes horizontes. A idade do limite de sequência H5 não pode ser definida devido à falta de poços na área, no entanto, em razão do seu caráter regional, este talvez possa estar associado ao Mesoeoceno, porém dados bioestratigráficos devem ser utilizados para

comprovar esta afirmação. A idade do limite de sequência H7 também foi inferida apenas com base em correlação com dados existentes (levantamento bibliográfico), visto que não há dados bioestratigráficos neste intervalo. O limite de sequência H7 provavelmente apresenta idade de aproximadamente 30 milhões de anos.

De acordo com Peixoto (2004) as condições que eram principalmente tectônicas no Paleoceno e Mesoeoceno se invertem a partir do Mesoeoceno, onde se inaugura a glaciação Cenozóica, com o início do resfriamento e a primeira glaciação da Antártica, disparada provavelmente pela separação desta da Austrália (Peixoto, 2004). A partir do Oligoceno, rebaixamentos do nível do mar que marcam as discordâncias sugerem um forte controle glácio-eustático ao contrário do controle tectônico presente no Paleoceno e Eoceno. A ausência de padrões de sismofácies divergentes na sequência S6 e a diferença das configurações internas das sismofácies, em comparação com as sequências inferiores, provavelmente correlacionam esta sequência a uma maior influência glácio eustática.

Para demonstrar a progradação presente na área foram construídos mapas de volume de amplitude sísmico (*time slice*) de um intervalo plataformar da sequência S5 (Figuras 5.5a e 5.5b). Este tipo de mapa é importante para a identificação dos ambientes e processos sedimentares presentes na área. Para fins de ilustração estes mapas são válidos, porém deve ser enfatizado que os mapas *time slice* podem mostrar épocas de sedimentação diferentes, principalmente em áreas com grandes basculamentos.

Observa-se a progradação do sistema fluvial arenoso sobre o sistema de praia arenosa denominado de cordões litorâneos. Durante o rebaixamento do nível do mar os sedimentos dos rios são capturados pelos vales incisos e cânions, onde são transportados para as áreas bacinais formando os depósitos deltaicos de margem de plataforma e também gerando os turbiditos durante o trato de sistema de mar baixo.

O mapa de volume de amplitude sísmico (*horizon slice*) representado no intervalo do Eoceno (Figura 5.6) mostra a localização dos sistemas deposicionais, na plataforma, com a deposição de sedimentos fluviais e de cordões litorâneos (plataforma interna) e ravinhas que desaparecem em direção a noroeste da área de estudo. O mapa sísmico (*horizon slice*) é uma das principais ferramentas para a determinação dos ambientes sedimentares visto que eles são construídos a partir de uma mesma linha de tempo.



Figura 5.5. Mapas sísmicos (*time slice*) da sequência S5. A figura 5.5 (A) está a 1811 ms e a figura 5.5 (B) a 1848 ms. Observa-se nestes mapas a progradação dos sistema fluvial sobre o sistema de praia. Nota-se portanto que esta sequência apresenta feições regressivas com sedimentos indo depositar em direção à bacia. (Figura cedida por Bulhões).

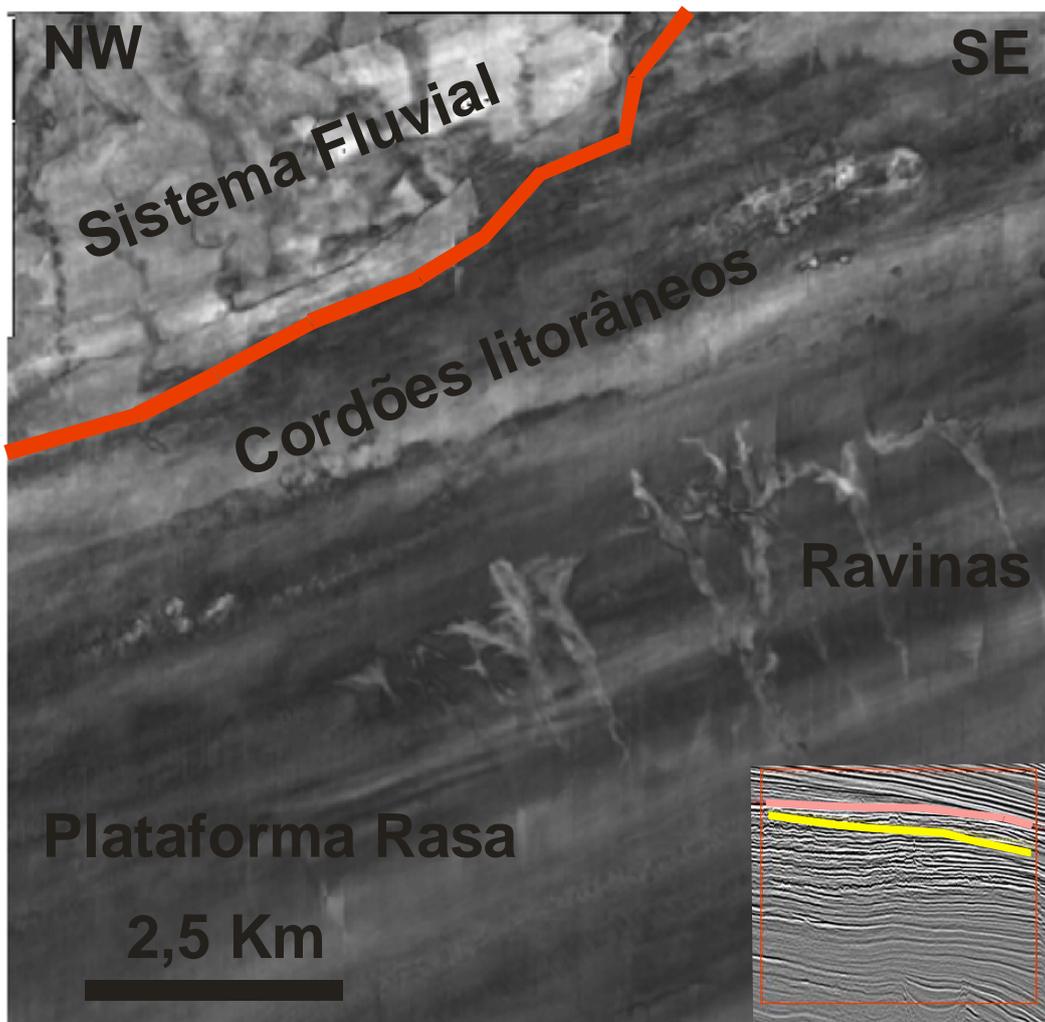


Figura 5.6: Mapa sísmico (*horizon slice*). Este mapa mostra a localização dos ambientes sedimentares na sequência S5. Nota-se feições sísmicas correlacionadas ao sistema fluvial, cordões litorâneos e ravinas, localizados na plataforma. A figura sísmica destacada pelo polígono vermelho mostra a localização do horizonte (em amarelo) utilizado para a construção do mapa sísmico. A linha rosa está relacionado ao limite de sequência H6. (Figura cedida por Bulhões).

5.3 Elementos de Contribuição do Sistema Petrolífero

Na área de estudo os principais reservatórios são os turbiditos formados a partir do *bypassing* dos sedimentos grossos para as águas profundas e também devido a progradação dos deltas de margem de plataforma durante o trato de sistema de mar baixo inicial. Este tipo de reservatório é comprovado na área norte da Bacia de Santos, porém, na parte central, a presença de sismofácies caóticas pode relacionar estes depósitos também a rochas não reservatório.

No entanto, caso fôssemos considerar um possível potencial reservatório poderíamos escolher a sequência S5, em direção a sudoeste, pois nota-se contrastes de amplitude em direção às áreas distais. Observa-se também sismofácies *hummocky* com possível trapeamento pela muralha de sal, associada a depósitos turbidíticos, além da subsequente deposição de rocha selante acima destes depósitos formados durante os tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo e de mar alto. O limite inferior da sequência S5 é de grande expressão regional e pode estar associado a um grande rebaixamento com potencial *bypassing* de sedimentos arenosos para as áreas distais com conseqüente formação de turbiditos arenosos.

Não há eventos transgressivos expressivos que justifiquem a formação de depósitos ricos em matéria orgânica, no intervalo analisado. Porém intervalos mais antigos, datados do Cenomaniano-Turoniano poderiam ser considerados os potenciais geradores da área de estudo, e globalmente já que este intervalo é considerado um período de anoxia.

O trapeamento dos possíveis reservatórios pode ocorrer devido a proximidade da muralha de sal, presente ao lado da Falha de Cabo Frio. Todavia as reativações durante o Paleoceno e Eoceno, com progradações de sedimentos, ocasionaram a movimentação do sal e da Falha de Cabo Frio que pode ter sido responsável pela migração dos possíveis hidrocarbonetos presentes na área.

As fácies caóticas podem ser consideradas selantes devido a sua composição litológica (paraconglomerados com matriz argilosa). Fácies lamosas distais, posicionadas a sudoeste da área de estudo, e associadas aos deltas de margem de plataforma também podem ser consideradas rochas selantes.

As inundações associadas às várias subidas do nível do mar seriam de forma geral, as rochas selantes para os arenitos reservatórios depositados durante os períodos de rebaixamento do nível do mar, associado aos tratos de sistema de mar baixo tardio (Souza Cruz, informação verbal).

6.0 Conclusão

Foram caracterizados, na parte central da Bacia de Santos, as principais superfícies estratigráficas, tais como: limites de sequência, superfícies de regressão máxima e de máxima inundação. A partir da definição das superfícies estratigráficas foi possível definir os possíveis tratos de sistemas.

As fases de rebaixamento do nível do mar associados as variações eustáticas, aos episódios de soerguimento da Serra do Mar e ao magmatismo datado do Eoceno Inferior contribuíram, em grande parte, para a formação de sete limites de sequências: H1, H2, H3 (Paleoceno) e H4, H5, H6 (Eoceno) e H7 (Oligoceno Inferior).

A deposição dos sedimentos do Terciário Inferior teve forte controle tectônico, com a formação de sedimentos arenosos, possivelmente turbiditos, durante o trato de sistema de mar baixo inicial. A Falha de Cabo Frio associada a movimentação do sal, controlou a deposição dos sedimentos e contribuiu para a formação de acentuada subsidência na parte central da bacia, formando a denominada Calha Central.

A Serra do Mar é considerada, na área de estudo e adjacências, fonte de sedimentos capaz de preencher o espaço formado por esta calha estrutural. A maior parte dos sedimentos depositados durante o Terciário Inferior ficou restrita ao bloco baixo da Falha de Cabo Frio, impossibilitando que se formassem reservatórios no bloco alto desta falha.

Foram definidos, a partir das discordâncias mapeadas, seis sequências deposicionais (S1, S2, S3, S4, S5 e S6), sendo três sequências de terceira ordem depositadas durante o Paleoceno e três sequências de segunda ordem correlacionadas ao Eoceno. Tais sequências foram definidas a partir das terminações dos refletores sísmicos tais como: *onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamento erosivo.

Os mapas de isópacas das sequências deposicionais, em conjunto com os mapas de sismofácies, permitiram a definição dos depocentros, em áreas com maior controle estrutural, e também a classificação dos ambientes sedimentares, como por exemplo: ambientes de plataforma, talude e bacia.

Os mapas de sismofácies associados aos dados de poços auxiliam na determinação de potenciais rochas geradoras e/ou reservatórios. Na área de estudo os mapas auxiliaram na definição dos ambientes sedimentares e na localização das rochas reservatórios. De acordo com dados levantados, interpretados e analisados, tais reservatórios podem estar associadas aos deltas de margem de plataforma,

possivelmente, caracterizado pelas sismofácies oblíqua sigmoidal e oblíqua tangencial que geralmente são associadas a ambientes de alta energia. Em direção às áreas distais depositam-se os turbiditos relativos as progradações deltaicas de margem de plataforma. A gênese das possíveis fácies reservatórios foi assim atrelada ao trato de sistema de mar baixo inicial.

Os mapas de sismofácies também foram necessários para a determinação do deslocamento da quebra da plataforma, relacionado ao recuo e avanço da linha de costa, já que durante grandes rebaixamentos a linha de costa se aproxima da quebra da plataforma. Notou-se nas sequências deposicionais uma tendência de avanço da quebra da plataforma em direção bacia até o limite superior da sequência S4, seguido de recuos em direção ao continente através do sequência S5, com posterior avanço, em direção à bacia, de menor magnitude da sequência S6.

As sequências do Paleoceno (S1, S2, S3) apresentam as maiores espessuras controladas pela estrutura de direção NE-SW. Estas sequências foram depositadas durante os tratos de sistemas de mar baixo inicial (regressão forçada) e mar baixo final (regressão normal).

A sequência S4 correlacionada ao Eoceno segue o mesmo padrão regressivo das sequências inferiores, onde observa-se o aspecto progradacional culminando provavelmente por um grande rebaixamento datado do Mesoeoceno associado ao limite de sequência H5. A sequência S5 é caracterizada por formar espessos sedimentos nas áreas bacinais, durante o trato de sistema de mar baixo, demonstrado por sismofácies caóticas a sudeste da área de estudo.

Condições transgressivas marcam a parte superior da sequência S5, com posterior deposição de deltas de margem de plataforma formados durante o trato de sistema de mar alto. Estes deltas são dominados por alto influxo sedimentar durante mudanças do nível do mar de baixa magnitude.

Observa-se um forte controle glácio-eustático a partir do Mesoeoceno ao contrário do forte controle tectônico observado nos depósitos do Paleoceno e Eoceno Inferior, das sequências S1, S2, S3 e S4. Sendo assim, a partir das interpretações sísmicas, notou-se um maior controle eustático na parte superior da sequência S5 e por toda a deposição da sequência S6, gerando maior espaço de acomodação na plataforma continental.

O diagrama cronoestratigráfico, em geral, foi útil na correlação dos limites de sequência mapeados nesta dissertação. Devido a falta de dados de poços, a

correlação dos limites de sequência é tentativa, já que a maioria das idades foram embasadas em levantamentos bibliográficos.

Sugere-se para a realização de trabalhos futuros, na área de estudo, o levantamento de uma maior quantidade de dados sísmicos e de poços, para que seja possível realizar uma amarração com os limites de sequência. Além da realização de modelagem estratigráfica com a finalidade de quantificar as taxas de subsidência e da sedimentação ao longo da parte central da Bacia de Santos.

7.0 Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M. de, 1976. "The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil". In: Anais Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 48, Supl. 1, p. 15-26, 1976.
- ALMEIDA, F.F.M. E CARNEIRO, C.D.R., 1998. "Origem e Evolução da Serra do Mar". *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 28, p.135-150.
- ASSINE, M.L., CORREA, F.S., CHANG, H.K., 2008. "Migração de depocentros na Bacia de Santos: importância na exploração de hidrocarbonetos". *Revista Brasileira de Geociências*. v. 38, n.2 (Jun.), p. 111-127.
- AZEVEDO JUNIOR, M.F, 1991. *Integração entre o preenchimento sedimentar cenozóico das bacias de campos e santos e a evolução tectônica e geomorfológica das áreas continentais adjacentes*. Dissertação M.Sc., Universidade Federal de Ouro Preto. Minas Gerais.
- CALDAS, M.F., 2007. *Reconstituição cinemática e tectono-sedimentação associada a domos salinos nas águas profundas da Bacia de Santos*. Dissertação M.Sc. COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- CARMINATTI, M., WOLFF, B., GAMBOA, L., 2008. "New Exploratory frontiers in Brazil". In: *19 th World Petroleum Congress*, Madrid, Spain.
- CATUNEANU, O., 2002. "Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls". *Journal of African Earth Sciences*, v. 35, n.1, pp.1-43.
- CATUNEANU, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*, Oxford, Elsevier. 376 p.
- CATUNEANU, O., ABREU, V., BHATTACHARYA, M.D., et al., 2008. "Toward the standardization of sequence stratigraphy", *Earth Science Reviews*, 92, p. 1-33.
- CHANG, H.K., ASSINE, M.L., CORREA, F.S., et.al., 2008, "Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos". *Revista Brasileira de Geociências*.v.38, n.2 (Jun.), p.29-46.
- COBBOLD, P. R.; MEISLING, K. E.; MOUNT, V. S, 2001, "Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil", *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.85, n.11, pp. 1925-1944.

COE, A., 2003, "Sea Level Change" (Capítulo 3). In: COE, A., BOSENCE, D.W.J., CHURCH, K.D., et al., *The Sedimentary Record of Sea Level Change*, Capítulo 3, Cambridge, United Kingdom, CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS.

CUMMINGS, D.I, ARNOTT, R.W., 2005. "Growth-faulted shelf margin deltas: a new (bu old) play type, offshore Nova Scotia". *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v.53, n.3 (Set), p. 211-236.

DEMERCIAN, L. S., 1996, *A halocinese na evolução do Sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretaceo Superior*. Dissertação de M.Sc., Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil, 201 p.

DIAS, J. L., 2005. "Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira", *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 13, n. 1, pp. 7-25.

EMERY, D. & MYERS, K.J. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., 297 p.

FONTANA, R.L., 1996. *Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis*. Tese de D.Sc., UFRGS, Porto Alegre, RS, Brasil.

FREITAS, J.T.R., 2006. *Ciclos deposicionais evaporíticos da Bacia de Santos: Uma análise cicloestratigráfica a partir de dados de 2 poços e de traços de sísmica*. Dissertação de M.Sc., UFRGS, Porto Alegre, RS, Brasil.

GE, H., JACKSON, M.P.A., VENDEVILLE, B.C., 1997. "Kinematics and Dynamics of Salt Tectonics Driven by Progradation". *AAPG Bulletin*, v. 81, p. 398-423.

HAQ, B.U. 1991. "Sequence Stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea". In: Macdonald, D.I.M. (Ed.). *Sedimentation, Tectonics and Eustasy Sea-Level Changes at Active Margins*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 12, p. 3- 39.

KARAM, M.R.K., 2005. *Integração de ferramentas multidisciplinares para o estudo de feições tectônicas e sismoestratigráficas na sequência pós-rifte da Bacia de Camamu Almada, Bahia*. Tese de D.Sc., COPPE/UFRJ.

KOLLA, V., PERLMUTTER, M.A., 1993. "Timing of Turbidite Sedimentation on the Mississippi Fan". *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, n. 7 (Jul), p. 1129-1141.

KRASSAY, A.A., TOTTERDELL, J.M., 2002. "Seismic stratigraphy of a large, Cretaceous shelf-margin delta complex, offshore southern Australia". *AAPG Bulletin*, v. 87, n. 6 (Jun), pp. 935–963.

MACURDA, BRADFORD, 2007. "Seismic Facies Analysis". Apostila do Curso de Especialização de Interpretação Sísmica. Universidade Federal de Ouro Preto. Minas Gerais.

MEISLING, K. E.; COBBOLD, P. R.; MOUNT, V. S., 2001, "Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil", *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 85, n. 11, pp. 1903–1924.

MELLERE, D.; PLINK-BJÖRKLUND, P.; STEEL, R. 2002. "Anatomy of shelf deltas at the edge of a prograding eocene shelf margin, Spitsbergen", *Sedimentology*, Oxford, v. 49, pp. 1181-1206.

MILANI, E.J., BRANDAO, J.A.S.L., ZALÁN, P.V. et al., 2001. "Petróleo na margem continental brasileira: Geologia, Exploração, Resultados e Perspectivas". *Revista Brasileira de Geofísica*, v.18, n.3, p.351-394.

MITCHUM JR., R.M.; VAIL, P.R. & SANGREE, J.B., 1977b. "Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: Stratigraphy Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences". In: Payton, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration – Memoir 26*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, Part 6, p. 117-133.

MITCHUM JR., R.M.; VAIL, P.R., THOMPSON III, S. 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 26*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, Part 2, p. 53-62.

MIZUSAKI, A.M.P. THOMAZ FILHO, A. 2004. "O magmatismo pós-Paleozóico no Brasil." In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. Dal Ré & Brito-Neves, B.B. de (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de F.F. Marques de Almeida*, Capítulo XVII, São Paulo, Editora Beca, p 281-292.

MODICA, C. J., BRUSH, E. R., 2004. "Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil", *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 88, n. 7, pp. 923–945.

MOHRIAK, W. U.; MACEDO, J. M.; CASTELLANI, R. T.; *et al.*, 1995, "Salt Tectonics and Structural Styles in the Deep Water Province of the Cabo Frio Region, Rio de Janeiro, Brazil". In: Jackson, M.P.A.; SNELSON, S. (eds), *Salt Tectonics: A Global Perspective*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, p. 273-304.

MOHRIAK, W.U., 2004. "Recursos Energéticos associados à ativação tectônica Mesozóico-Cenozóico da América do Sul". In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Capítulo XVIII, São Paulo, Editora Beca, p. 293-318.

MOREIRA, J. L. P., 2000. *Stratigraphie sismique et modélisation stratigraphique des depots de l'éocène du Bassin de Santos (marge brésilienne)*. Ph.D., Université de Rennes, França.

MOREIRA, J.L.P, CARMINATTI, M., 2004. "Sistemas Depositionais de Talude e de Bacia no Eoceno da Bacia de Santos". *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro v. 12,n. 1, p. 73–87.

MOREIRA, J. L. P.; ESTEVES, C. A.; RODRIGUES, J. J. G; *et al.*, 2006 "Magmatismo, Sedimentação e estratigrafia da porção norte da Bacia de Santos, *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 14, n. 1 (nov 2005/maio 2006), pp. 161-170.

MOREIRA, J.L.P., MADEIRA, C.V., GIL, J.A., *et al.*, 2007. "Bacia de Santos", *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v.15,n.2 (maio/nov2007), pp.531-549.

MORTON, R.A., SUTER, J.R., 1996. "Sequence Stratigraphy and Composition of Late Quaternary Shelf-Margin Deltas, Northern Gulf of Mexico". v.80, n.4 (Apr), p.505-530.

OREIRO, S.G., CUPERTINO, J.A., SZATMARI, P., *et al.*, 2008. "Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatism". *Journal of South American Earth Sciences*, v. 25, p.116–131.

PEIXOTO, P.P., 2004. *Estratigrafia e modelagem do preenchimento sedimentar cenozóico em seção na margem sul da bacia de Santos*. Dissertação M.Sc. UFRGS, Porto Alegre, RS, Brasil.

PEREIRA, M.J., BARBOS, C.M, GOMES, J.B., *et al.*, 1986. "Estratigrafia da Bacia de Santos. Análise das seqüências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica". In: *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 1, n.34, pp. 65-79, Goiânia.

POREBSKI, S.J., STEEL, R.J., 2006. "Deltas and Sea Level Change". *Journal of Sedimentary Research*. v.76, p.390-403.

POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P., 1999. "Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications". *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*. n. 7, p. 210.

POWERVIEW Versão 2003.19.2.3. Landmark, Halliburton.

RIBEIRO, H. J. P. S, 2001, "Sismo-estratigrafia" (Capítulo 5). In: RIBEIRO, H. J. P. S., *Estratigrafia de Sequencias – Fundamentos e Aplicações*, capítulo 5, São Leopoldo, Rio Grande do Sul, EDUNISINOS, p. 73-98.

RICOCOMINI, C., SANT'ANNA, L.G., FERRARI, A.L., 2004. "Evolução Geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil". In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Capítulo XXIII, São Paulo, Editora Beca, p. 383-405.

SANGREE, J.B., WIDMIER, J.M., 1977. "Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 9. Seismic Interpretation of clastics depositional facies". *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. v.62, n.5, pp.752-771.

SEISWORKS. Versão 2003.12.2.3. Landmark, Halliburton.

SOUZA CRUZ., 1995. *Estratigrafia e Sedimentação de Águas Profundas do Neogeno da Bacia de Campos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil*. Tese de D.Sc., Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil.

SUTER, J.R., BERRYHILL, H.L., 1985. "Late Quaternary shelf-margin deltas, northwest gulf of Mexico". *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. v.69, n.1 (Jan), p.77-91.

SYNTOOL. Versão 2003.12.0.2. Landmark, Halliburton.

TELLO SAENZ, C. A.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, *et al.*, 2003. "Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brasil: association with the opening of the south Atlantic Ocean". *Journal of South American Earth Sciences, Oxford*, v. 15, n. 7 (Jan), p. 765-774.

VAIL, P.R, MITCHUM, R.M., THOMPSON, S., 1977. "Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: Relative changes of sea level from coastal *onlap*". In: Payton, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy applications to hidrocarbon exploration – Memoir 26*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, Part 3. p. 63–81.

VAIL, P.R., 1987. "Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy".In: BALLY. A.W. (Ed.). *Atlas of Seismic Stratigraphy*, American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology (27), p. 1-10.

VEEKEN, P.C.H., 2007. "Seismic Stratigraphy Techniques" (Capítulo 3). In: HELBIG, K., TREITEL, S. (Ed.) *Seismic Stratigraphy, Basin Analysis and Reservoir Characterisation*, Capítulo 3, Oxford, U.K , ELSEVIER, p. 111-234.

ZALÁN, P. V, 2004. "Evolução Fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras". In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Capítulo XXXIII, São Paulo, Editora Beca, p. 595-612.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B., 2005, "Origem e evolução estrutural do sistema de riftes cenozóicos do sudeste do Brasil, Boletim de Geociências da Petrobras, v. 13, n.2 (maio/nov), pp. 269-300.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)