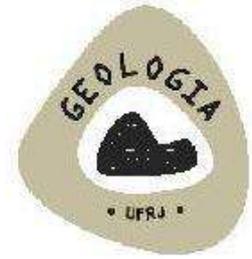




UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CCMN - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



## ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA NA PORÇÃO NORTE DA PLATAFORMA CONTINENTAL DA BACIA DE SANTOS

por

FREDY DE CARVALHO SANT'ANA

Orientadores:

PROF. DR. CLAUDIO LIMEIRA MELLO

GEOL. M. SC. FÁBIO DE OLIVEIRA COSTA

Monografia submetida ao Curso de Graduação em Geologia da UFRJ, como requisito obrigatório da disciplina Estágio de Campo IV.

Rio de Janeiro  
Janeiro de 2006



UFRJ

ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA NA PORÇÃO NORTE DA PLATAFORMA  
CONTINENTAL DA BACIA DE SANTOS

Fredy de Carvalho Sant'Ana

Monografia submetida ao Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores:

PROF. Dr. Claudio Limeira Mello

Geol. M.Sc. Fábio de Oliveira Costa

Rio de Janeiro  
Janeiro de 2006

ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA NA PORÇÃO NORTE DA PLATAFORMA  
CONTINENTAL DA BACIA DE SANTOS

Fredy de Carvalho Sant'Ana

Orientadores: Prof. Dr. Claudio Limeira Mello

Geol. M.Sc. Fábio de Oliveira Costa

Monografia submetida ao Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Aprovada por:

---

Presidente: CLAUDIO LIMEIRA MELLO, UFRJ

---

LEONARDO BORGHI, UFRJ

---

CLEVERSON GUIZAN SILVA, UFF

SANT'ANA, Fredy de Carvalho

ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA NA PORÇÃO NORTE  
DA PLATAFORMA CONTINENTAL DA BACIA DE SANTOS  
X, 56 p. 29,7 cm (Instituto de Geociências – UFRJ, B.  
Sc., Curso de Graduação em Geologia, 2006)

Monografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro,  
realizada no Instituto de Geociências

1. Bacia de Santos 2. Sismoestratigrafia 3. Cenozóico

I – IGEO/ UFRJ

II – Título (Série)

## AGRADECIMENTOS

Não acredito que um trabalho como este se realizaria sem a contribuição de outras pessoas. Na verdade, sua execução contou com a soma de experiências e esforço conjunto. E assim sendo, devo agradecer a muitas pessoas responsáveis, direta e indiretamente, pela realização deste.

Primeiramente gostaria de agradecer a minha família, responsáveis primeiros pela minha formação, todos importantes. Entre eles ressalto especial atenção aos meus pais, por sempre mostrarem o rumo certo; à minha madrinha, pela constante atenção, carinho e apoio “cultural”; aos meus avós pela preocupação e apoio; aos tios e primos sempre presentes.

Um agradecimento especial deve ser feito à minha namorada Daniela. Sempre me apoiando e incentivando, com muito carinho e amor.

Gostaria de agradecer também aos geólogos e amigos Sebastião Martins e Leo Zimmemann pelas conversas, incentivos e valiosos livros.

Por disponibilizar as linhas sísmicas estudadas, agradeço a GAIA Ltda. e ao Prof. André Ferrari (UFF). Agradeço, ainda, de modo geral, ao LAGEMAR-UFF, pelo espaço onde foram interpretadas as linhas e pela receptividade.

Agradeço aos nobres amigos de Macaé (FDSJ), aos da faculdade e em especial aos da turma de 2000, sempre unida superando problemas, pela força e pelas várias quebradas de galho. Gostaria de agradecer ao grupo holístico da sala 23 pelo auxílio, contribuição e bons anos de convívio: Leo, Raphael, Erick, Marcel, Thiago, Duarte, Diogo, Lucas, Renato, Ivanilson, Ana Paula, Paula, Carol, Helen, Rute, Isabela e Aline.

Meus sinceros agradecimentos aos professores e funcionários da UFRJ que nos ensinaram o real significado da geologia, seja no campo ou em sala de aula.

Meus grandes agradecimentos aos meus orientadores e amigos, Claudio Limeira e Fábio de Oliveira, pessoas formidáveis com as quais tive o prazer de trabalhar durante esse período e que estiveram sempre disponíveis quando necessitava e sempre atentos as minhas dúvidas.

Em fim, agradeço, sinceramente, a todos os que ajudaram ao longo dessa caminhada. Não importa a forma: material, intelectual, emocional ou espiritual. Obrigado.

“Não há nada que determine mais o que seremos  
do que as coisas que optamos ignorar”

Sandor Mcnab

## RESUMO

ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA NA PORÇÃO NORTE DA PLATAFORMA  
CONTINENTAL DA BACIA DE SANTOS

Fredy de Carvalho Sant'Ana

Orientadores: Prof. Dr. Claudio Limeira Mello  
Geol. M.Sc. Fábio de Oliveira Costa

Resumo da Monografia submetida ao Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Este trabalho tem como principal objetivo a análise sismoestratigráfica na plataforma continental da bacia de Santos, adjacente ao *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, enfatizando o intervalo cenozóico. A metodologia consiste na interpretação de três linhas sísmicas, duas *dip* e uma *strike*, promovendo o reconhecimento de superfícies estratigráficas e de descontinuidades estratigráficas para, com isso, identificar as sismosseqüências e os principais refletores sísmicos regionais (marcos estratigráficos), além de identificar os elementos estruturais afetando essas sismosseqüências, dando-lhes um valor temporal relativo e, assim, relacionando-os cronoestratigraficamente a eventos da evolução da bacia. Os resultados obtidos permitiram a individualização das três grandes fases de evolução da bacia: a fase *rift*, cuja base é o próprio embasamento sísmico da linha; a fase transicional, com a formação de evaporitos (Aptiano), que, devido a seu comportamento plástico, produzem estruturas como domos salinos e paredes de sal, deformando as camadas sobrejacentes; e a fase de margem passiva, tendo sido identificadas a grande discordância do topo do Cretáceo e o Marco Azul (máximo transgressivo oligocênico), entre outras superfícies estratigráficas. No intervalo cenozóico das linhas, foram tentativamente individualizados três ciclos estratigráficos de 2<sup>a</sup>. ordem. Fortes progradações interpretadas durante intervalos de elevação do nível do mar documentam o elevado aporte sedimentar para a bacia durante o Eoceno-Oligoceno, que pode ser associado a um continuado soerguimento na borda da bacia desde o Eocretáceo até o final do Oligoceno. Foi possível correlacionar os ciclos estratigráficos interpretados com as seqüências deposicionais propostas na literatura para o Cenozóico da bacia de Santos.

Palavras-chave: Bacia de Santos, sismoestratigrafia, Cenozóico.

## ABSTRACT

THE SISMOSTRATIGRAPHIC ANALYSIS OF PORTION NORTH  
AT THE SANTOS BASIN CONTINENTAL SHELF

Fredy de Carvalho Sant'Ana

Orientadores: Prof. Dr. Claudio Limeira Mello  
Geol. M.Sc. Fábio de Oliveira Costa

*Abstract* da Monografia submetida ao Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

This work's aim is a seismostratigraphic analysis in the Cenozoic depositional sequences of Santos basin continental shelf bordered by the Continental Rift of Southeastern Brazil in the continental emerge area. The methodology involves three seismic lines interpretation, two dip lines and one strike line, in order to recognize stratal surfaces and unconformities identifying seismosequences and the main regional seismic reflectors. Also, it has been indentified structural features affecting the seismosequences. For the whole seismostratigraphic features it was proposed a relative temporal value and then they were related to cronostratigraphic events of Santos basin evolution. The three main phases of Santos basin evolution were recognized: the rift phase, whose base is the seismic basement of the line; the transitional phase, with the development of evaporites (Aptian) producing saline mounds structures with a plastic behavior deforming layers upward; and the passive margin phase, identifying, among others, the great unconformity in the top of Cretaceous and the Marco Azul (Oligocene maximum transgressive). Three greater depositional sequences were individualized in the Cenozoic interval. The great progradations interpreted during sea level rise intervals register the high terrigenous influx of sediments in the basin during the Eocene-Oligocene; wich can be associated with a continued rise in the edge of the basin since Upper Cretaceous until the late Oligocene. It was possible the correlation of interpreted depositional sequences with those purposed in literature for the Cenozoic of the Santos basin.

Key-Words: Santos basin, seismostratigraphy, Cenozoic.

## SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	iv
RESUMO.....	vi
ABSTRACT.....	vii
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVO.....	2
3 ÁREA DE ESTUDO.....	3
3.1 Localização.....	3
3.2 Geologia Regional.....	5
3.2.2 Evolução Tectônica e Sedimentar da Bacia de Santos.....	6
3.2.3 O <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil.....	14
4 CONCEITOS.....	16
4.1 Sismoestratigrafia.....	16
4.1.1 As reflexões sísmicas.....	17
4.1.2 Seqüências sísmicas.....	18
4.1.3 Fácies sísmicas.....	21
4.2 Estratigrafia de Seqüências.....	24
4.2.1 TSMA.....	27
4.2.2 TSMB.....	29
4.2.3 TST.....	31
4.2.4 TSMP.....	32
5 METODOLOGIA.....	33
6 RESULTADOS.....	34
6.1 Superfícies estratigráficas.....	34
6.2 Análise Sismoestratigráfica na Plataforma Continental.....	38
6.3 Análise Sismoestratigráfica do Cenozóico da bacia.....	44
6.3.1 Conjunto de sismosseqüências A.....	45
6.3.2 Conjunto de sismosseqüências B.....	48
6.3.3 Conjunto de sismosseqüências C.....	48
6.3.4 Conjunto de sismosseqüências D.....	50
7 CONCLUSÕES.....	52
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	55

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1:</b> <i>Localização da bacia de Santos e seus limites com as bacias de Pelotas, a sul, e Campos, a norte (Moreira &amp; Carminatti, 2004).</i> .....	4
<b>Figura 2:</b> <i>Localização das linhas sísmicas estudadas com base em um mosaico de imagens de satélite (LandSat7 Circa2000 in <a href="https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid">https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid</a>).</i> .....	5
<b>Figura 3:</b> <i>Mapa geológico da Faixa Ribeira na área continental adjacente à porção norte da bacia de Santos (Heibron et al., 2004). Legenda: 1-Sedimentos quaternários; 2-Sedimentos terciários; 3-Rochas alcalinas cretáceas/terciárias; 4-9-Granitóides Brasileiros sin a pós-colisional; 10-Suítes Anta e São Primo; 11- Arco Magmático Rio Negro; 12-17-Terreno Ocidental; 18-Complexo Embu indiviso; 19-20-Terreno Paraíba do Sul; 21-22-Terreno Oriental; 23-24-Terreno Cabo Frio.</i> .....	6
<b>Figura 4:</b> <i>Carta estratigráfica da Bacia de Santos (modificada de Pereira &amp; Feijó, 1994).</i> ..	10
<b>Figura 5:</b> <i>Modelo de separação de duas placas planas homogêneas e contínuas, num movimento de rotação (Macedo, 1989).</i> .....	10
<b>Figura 6:</b> <i>Figura mostrando a estruturação principal na região continental adjacente à bacia de Santos, com ênfase para as zonas de transferência de Florianópolis, do Rio de Janeiro e de Curitiba (Macedo, 1989).</i> .....	11
<b>Figura 7:</b> <i>Binário de forças isostáticas que foram responsáveis por manter ativos os processos ascensionais da Serra do Mar durante todo o desenvolvimento da bacia de Santos (Macedo, 1989).</i> .....	12
<b>Figura 8:</b> <i>Seção geológica esquemática da bacia de Santos mostrando os principais horizontes sísmicos, inclusive a Charneira de Santos, reconhecidos por Pereira et al. (1986).</i> .....	13
<b>Figura 9:</b> <i>Estruturação tectônica do Rift Continental do Sudeste do Brasil (Modificado de Melo et al., 1985).</i> .....	15
<b>Figura 10:</b> <i>Quadro representativo da evolução tectono-sedimentar do RCSB (Riccomini et al., 2004).</i> .....	16
<b>Figura 11:</b> <i>Padrões de terminação de reflexões/estratos nos limites superior e inferior de uma seqüência sísmica/seqüência deposicional (Severiano Ribeiro 2001).</i> .....	20
<b>Figura 12:</b> <i>Padrão de terminação de refletores em uma seqüência sísmica idealizada (Severiano Ribeiro 2001).</i> .....	21
<b>Tabela 1:</b> <i>Parâmetros das fácies sísmicas e as informações geológicas por elas fornecidas (Severiano Ribeiro 2001).</i> .....	22
<b>Figura 13:</b> <i>Padrões de configurações de fácies sísmicas (Severiano Ribeiro 2001).</i> .....	23
<b>Figura 14:</b> <i>Curva da variação eustática do nível do mar, mostrando os pontos de inflexão F (ponto de maior taxa de queda do nível do mar) e R (ponto de maior taxa de subida do nível do mar) – in Severiano Ribeiro (2001).</i> .....	26
<b>Figura 15:</b> <i>Exemplo de seqüências ideais (na base, uma do tipo I, seguida por outra do tipo II, acima) compostas pelos diferentes tratos de sistema, mostrando seus componentes mais importantes (discordâncias, etc.) - in Severiano Ribeiro (2001).</i> .....	27
<b>Figura 16:</b> <i>Trato de Sistema de Mar Alto - TSMA (Severiano Ribeiro 2001).</i> .....	28
<b>Figura 17:</b> <i>Trato de Sistema de Mar Baixo – TSMB, evidenciando o leque de fundo de bacia (Severiano Ribeiro 2001).</i> .....	30
<b>Figura 18:</b> <i>Trato de Sistema de Mar Baixo – TSMB, mostrando complexo de cunha de mar baixo (Severiano Ribeiro 2001).</i> .....	30
<b>Figura 19:</b> <i>Trato de Sistema Transgressivo - TST (Severiano Ribeiro 2001).</i> .....	31
<b>Figura 20:</b> <i>Trato de Sistema de Margem de Plataforma - TSMP (Severiano Ribeiro 2001).</i> ..	32

- Figura 21:** (a) Linha sísmica da bacia de Santos (D1), com exagero vertical de dez vezes, mostrando, em (b), as estruturas e unidades sísmicas interpretadas: I-Unidade Sísmica Embasamento, II-Unidade Sísmica Rift, III-Unidade Sísmica Sal, IV-Unidade Sísmica Margem Passiva Cretáceo, V-Unidade Sísmica Margem Passiva Cenozóico..... 39
- Figura 22:** (a) Imagem ampliada da porção cenozóica da linha sísmica reproduzida na figura 20 (linha D1), mostrando, em (b), os quatro conjuntos de sísmosseqüências (A, B, C e D, limitados pelas linhas pretas) subdivididos em quatorze sísmosseqüências (limitadas pelas linhas azuis - A1...A3; B; C1...C5; D1...D5). ..... 37
- Figura 23:** Imagem ampliada da linha sísmica D1 da bacia de Santos, mostrando as Unidades Sísmicas interpretadas, seus padrões estruturais, e fácies sísmicas características. I- Unidade Sísmica Embasamento, II-Unidade Sísmica Rift, III-Unidade Sísmica Sal, IV- Unidade Sísmica Margem Passiva Cretáceo, V-Unidade Sísmica Margem Passiva Cenozóico. .... 39
- Figura 24:** Imagem ampliada da linha sísmica D1, exibindo almofadas de sal e conseqüente deformação das camadas subjacentes. I-Unidade Sísmica Embasamento, II-Unidade Sísmica Rift, III-Unidade Sísmica Sal, IV-Unidade Sísmica Margem Passiva Cretáceo.40
- Figura 25:** Imagem ampliada da linha sísmica D2, mostrando domo de sal e estruturas que afetam até os sedimentos mais rasos da bacia. III-Unidade Sísmica Sal. .... 41
- Figura 26:** Imagem ampliada, sem interpretação, da parte superior das mesmas estruturas mostradas na figura 24 (linha sísmica D2). ..... 41
- Figura 27:** Interpretação das estruturas mostradas na figura 25 (linha sísmica D2). ..... 42
- Figura 28:** Imagem ampliada da linha sísmica D1, evidenciando a linha de charneira da bacia (Charneira de Santos). I-Unidade Sísmica Embasamento, IV-Unidade Sísmica Margem Passiva Cretáceo, V-Unidade Sísmica Margem Passiva Cenozóico. .... 43
- Figura 29:** Imagem ampliada da linha sísmica D1 na região da quebra da plataforma atual, exibindo as fortes progradações da Unidade Sísmica Margem Passiva Cenozóico. IV- Unidade Sísmica Margem Passiva Cretáceo, V-Unidade Sísmica Margem Passiva Cenozóico. .... 44
- Figura 30:** (a) Imagem ampliada da linha sísmica D1 na região das fortes progradações do conjunto sísmico A, mais abaixo e do conjunto sísmico D, acima, e em (b), sua interpretação. .... 46
- Figura 31:** Imagem ampliada da porção cenozóica da linha sísmica D1, ilustrando as terminações de refletores identificadas. .... 47
- Figura 32:** Ilustração de feições de escavação na superfície limítrofe entre os conjuntos sísmicos B e C – linha D1. .... 46
- Figura 33:** Figura comparativa mostrando a correlação entre os ciclos estratigráficos de 2ª ordem interpretados no presente estudo e aqueles propostos por Vail (1977) e as seqüências deposicionais definidas por Pereira & Feijó (1994) para o Cenozóico da bacia de Santos. .... 54

## 1 INTRODUÇÃO

O desenvolvimento da Geologia está muito relacionado à busca do homem em atender as suas necessidades. Considerável desenvolvimento foi alcançado mediante a contínua exploração do ferro e de outros bens minerais através da história. Um grande marco nessa história de desenvolvimento da geologia foi o surgimento da moderna indústria petrolífera, em 1859, assinalada pela perfuração do primeiro poço de petróleo pelo coronel Edwin L. Drack, na Pensilvânia. Desde então, esforços crescentes no sentido de tentar prever a ocorrência do petróleo vêm sendo o objetivo principal da indústria do petróleo, impulsionados pelo crescente valor agregado a esse insumo.

Nesse cenário, surge então a sismoestratigrafia (final dos anos 60), como consequência do aperfeiçoamento das técnicas de aquisição e processamento de dados sísmicos, em paralelo com a evolução dos conceitos de análise de bacia, como um importante método de predição estratigráfica.

Os preceitos da sismoestratigrafia foram publicados no *Memoir 26* da AAPG, por Payton (1977) – *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration* – e criaram o embasamento do que viria a ser a moderna Estratigrafia de Sequência, motivada pela determinação das empresas petrolíferas em identificar os *plays* estratigráficos.

Com a robusta tecnologia empregada por essas companhias e com as inovadoras técnicas de aquisição e processamento de dados sísmicos, hoje as linhas sísmicas representam, dentro de certos limites, verdadeiras seções geológicas. Sua aplicação se dá em diversos ambientes e, no Brasil, sobretudo nas bacias marginais.

A bacia de Santos representa uma dessas importantes feições fisiográficas da margem continental brasileira, e tem se mostrado cada vez mais atraente para as companhias exploradoras, dadas as recentes descobertas de campos de óleo e, sobretudo, de gás natural,

conquistando, com isso, um papel destacado no quadro exploratório nacional. Por isso, e por terem sido disponibilizadas algumas linhas sísmicas, a bacia em questão foi escolhida para a realização do estudo aqui apresentado.

Este trabalho final de curso está inserido no projeto “O Cenozóico no Brasil”, que prevê a integração de dados estratigráficos e estruturais ao longo da área continental emersa adjacente às bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. A área selecionada para a realização deste estudo constitui região em que, em estudos anteriores, foi destacada a correlação entre a evolução do Rift Continental do Sudeste do Brasil e a história tectono-sedimentar da bacia de Santos.

## 2 OBJETIVO

Este trabalho tem como principal objetivo a análise sismoestratigráfica na região norte da plataforma continental da bacia de Santos, adjacente ao *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, enfatizando a interpretação das relações espaciais e temporais na porção relativa ao Cenozóico da bacia.

A motivação do presente estudo é a de promover uma aproximação do aluno com uma ferramenta amplamente difundida na indústria do petróleo – a sismoestratigrafia.

## 3 ÁREA DE ESTUDO

### 3.1 LOCALIZAÇÃO

A bacia de Santos localiza-se na costa sul-sudeste brasileira (figura 1), alongando-se na margem continental adjacente ao litoral dos estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro, entre os paralelos 23° e 28° sul. Ocupa cerca de 275.000 km<sup>2</sup> até a cota batimétrica de 2.000m (Pereira & Feijó, 1994). Ela representa, hoje, uma feição essencialmente marinha, não possuindo, assim, afloramentos. A sua geologia é reconhecida através de dados geofísicos, principalmente por dados de poço e estudos em linhas sísmicas (Pereira & Feijó, 1994).

A bacia de Santos é limitada a norte, com a bacia de Campos, pelo Alto de Cabo Frio e o seu limite sul, com a bacia de Pelotas, é a Plataforma de Florianópolis (Alto de Florianópolis). Ela ainda é delimitada, a oeste, pelo cinturão de serras costeiras (Maciço da Carioca e Serra do Mar), estendendo-se, a leste, até a feição denominada Sopé do Platô de São Paulo (Macedo, 1989), como mostra a figura 1.

A Charneira de Santos, também mostrada na figura 1 e melhor detalhada nos caps. 5 e 6, é caracterizada por uma variação brusca na espessura sedimentar, limitando a região onde os sedimentos terciários apresentam-se diretamente sobre o embasamento. Possui direção preferencial nordeste a leste-oeste, paralela aos principais lineamentos da Faixa Ribeira.

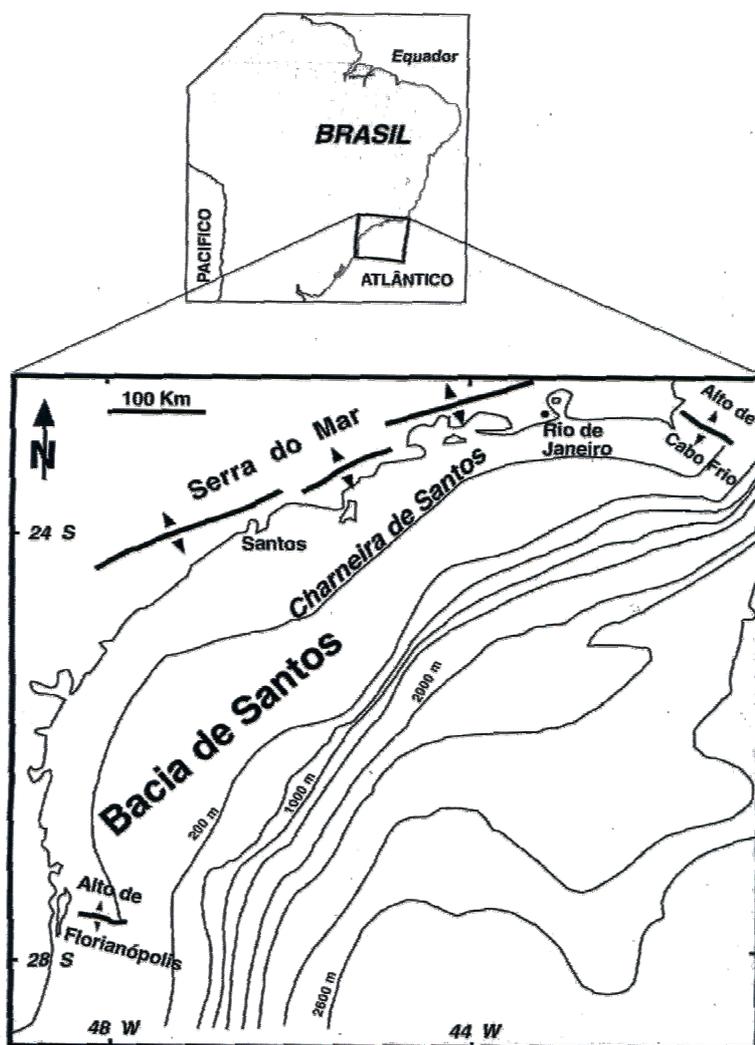


Figura 1: Localização da bacia de Santos e seus limites com as bacias de Pelotas, a sul, e Campos, a norte (Moreira & Carminatti, 2004).

As linhas sísmicas estudadas (D1, D2 e S1) estão localizadas nas proximidades da Ilha Grande, região da baía de Angra do Reis, Estado do Rio de Janeiro, como mostra a figura 2.

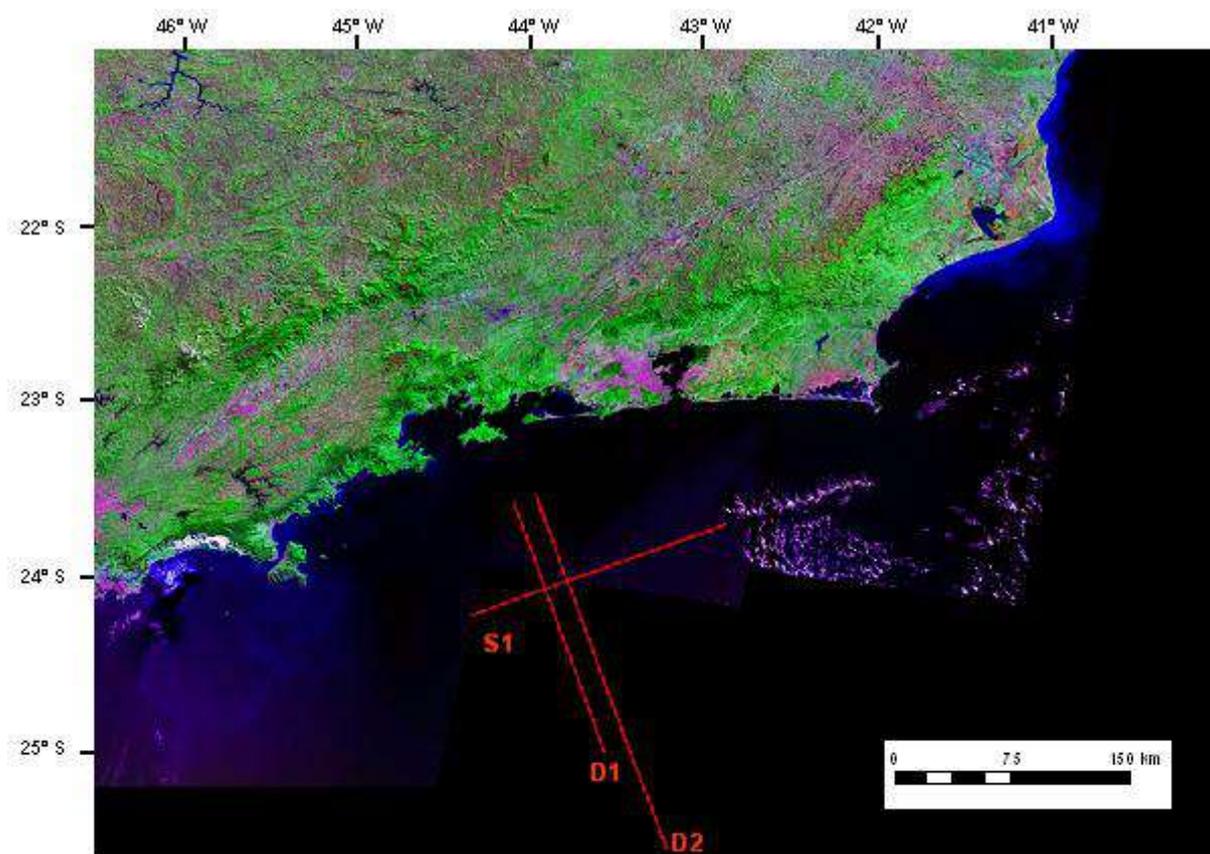


Figura 2: Localização das linhas sísmicas estudadas com base em um mosaico de imagens de satélite (LandSat7 Circa2000 in <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid>).

## 3.2 GEOLOGIA REGIONAL

### 3.2.1 O embasamento pré-Cambriano

A Faixa Ribeira compõe o embasamento predominante da área adjacente à bacia de Santos e de sua parte rasa, e supõe-se ainda que as suas partes mais profundas também sejam constituídas por porções dessa faixa estiradas (Macedo, 1989).

Ela é formada basicamente por gnaisses, migmatitos e rochas metamórficas de baixo a médio grau, de idade arqueana a neoproterozóica, e diversas suítes de rochas granitóides

intrusivas, de idade neoproterozóicas (Almeida *et al.*, 1973, *apud* Riccomini *et al.*, 2004), seguindo estruturação principal NE-SW, variando de ENE a E-W (figura 3).

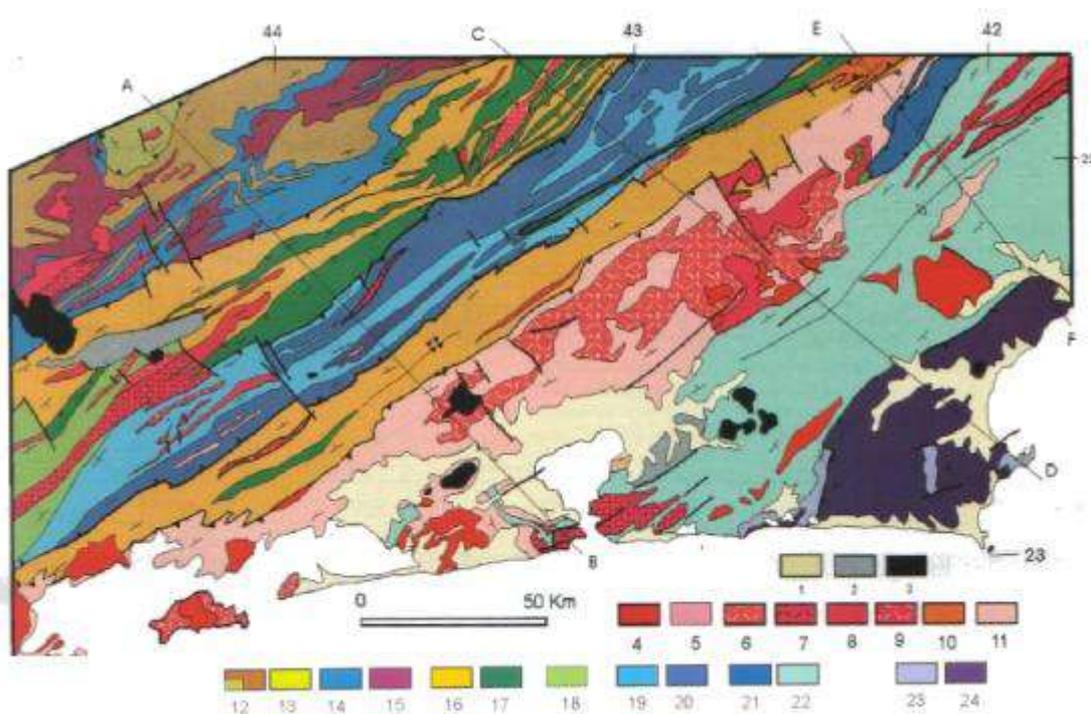


Figura 3: Mapa geológico da Faixa Ribeira na área continental adjacente à porção norte da bacia de Santos (Heibron *et al.*, 2004). Legenda: 1-Sedimentos quaternários; 2-Sedimentos terciários; 3-Rochas alcalinas cretáceas/terciárias; 4-9-Granitóides Brasilianos sin a pós-colisional; 10-Suítes Anta e São Primo; 11- Arco Magmático Rio Negro; 12-17-Terreno Ocidental; 18-Complexo Embu indiviso; 19-20-Terreno Paraíba do Sul; 21-22-Terreno Oriental; 23-24-Terreno Cabo Frio.

### 3.2.2 Evolução Tectônica e Sedimentar da Bacia de Santos

Assim como as demais bacias da margem continental brasileira, a bacia de Santos pode, de acordo com Pereira & Feijó (1994), ter sua sedimentação dividida em três seqüências distintas (figura 4): a Seqüência *Rift*, cujo início deu-se no Cretáceo Inicial, com a ativação tectônica da Placa Sul-americana, associada à evolução do processo de rifteamento desde o vulcanismo basáltico inicial até o período de transição; a Seqüência Transicional, representada pela fase golfo (transição do *rift* para o estágio marinho), que culminou com a

fragmentação do *Gondwana*; e a Megassequência de Margem Passiva, que mostra a sedimentação em ambiente nerítico e pode ser subdividida em diversas seqüências estratigráficas, limitadas por discordâncias cujas origens podem estar ligadas a quedas eustáticas globais ou a períodos de atividade tectônica (Pereira *et al.*, 1986).

Para melhor entender a evolução da bacia de Santos, deve-se remontar ao Paleozóico, e observar que, na porção sul do país, na concepção de Bacocoli & Aranha (1984, *apud* Macedo, 1989), atuavam esforços referentes a processos de convergência e subducção (Sistema Orogênico Serra de la Ventana-Cabo), onde durante o Evento Colisional Brasileiro foram reativadas e neoformadas estruturas com direções principais NE-SW / E-W através de esforços compressivos. Essas estruturas do embasamento (Faixa Ribeira), que representam profundas discontinuidades crustais, vão ser importantes durante toda a evolução da bacia, e para o processo de geração da Serra do Mar (Macedo, 1989).

Os esforços relativos à formação da bacia começariam, segundo Macedo (1989), com uma intumescência termal na região sudeste do Brasil por volta do Jurássico, causando consideráveis mudanças reológicas na crosta, tornando-a mais dúctil, e favorecendo seu afinamento. No Eocretáceo, com o início dos esforços distensivos da fase *rift*, foram formadas, então, nessa ampla área, as depressões correspondentes à bacia de Santos e ao Platô de São Paulo.

Depois de gerada a intumescência, começou o desenvolvimento de falhas normais em blocos na Faixa Ribeira, gerados através de esforços distensivos durante o Eocretáceo ( $\pm 145$  M.a.), com maior intensidade e com seus efeitos mais expressivos evidenciados mais cedo na região sudeste do país. Isso pode ser explicado segundo um modelo de separação dos continentes (abertura do Atlântico) com uma componente rotacional, que coloca o pólo de rotação na região nordeste do país (Le Pichon e Hayes, 1971 *apud* Asmus, 1975), evidenciando um estiramento mais efetivo nas áreas mais distantes desse pólo de abertura

(figura 5). Segundo Macedo (1989), o modelo apresenta falhas, pois considera que os efeitos distensivos do *rift* se deram linear e homoganeamente, o que não é verdade. Deve-se levar em consideração, entre outras coisas, as heterogeneidades e descontinuidades, além de anomalias térmicas crustais presentes na região, e ainda outros fenômenos, como o extenso derrame de material vulcânico para o fundo das calhas do *rift*, nas bacias de Pelotas, Santos e Campos. No entanto, o modelo ajuda a entender muito bem os processos que culminaram com a abertura do Atlântico.

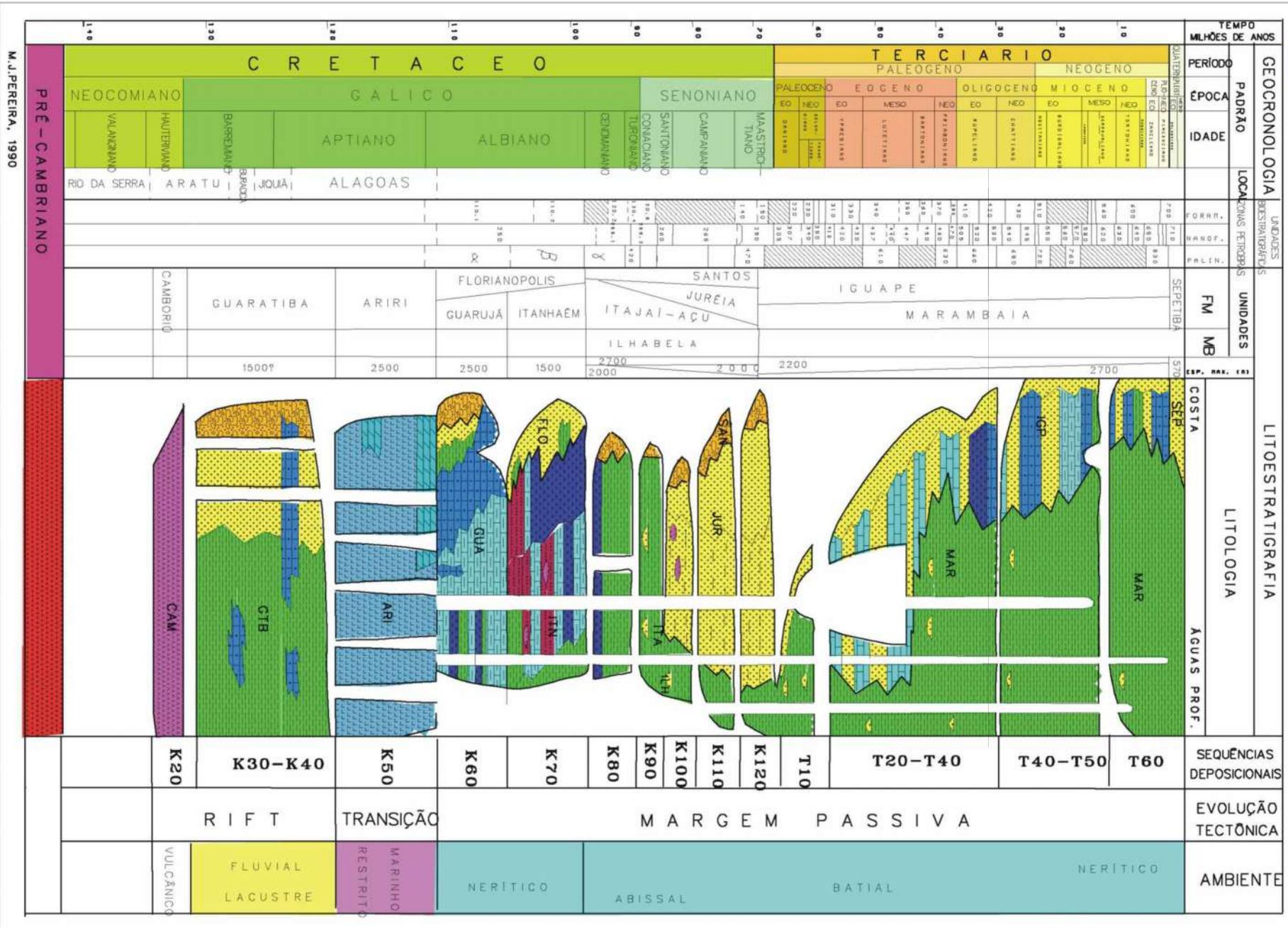


Figura 4: Carta estratigráfica da Bacia de Santos (modificada de Pereira & Feijó, 1994).

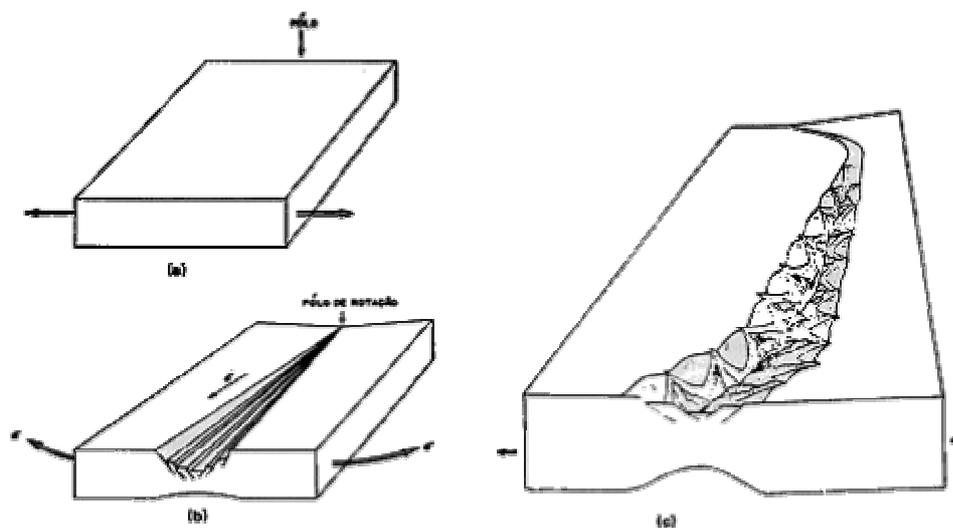


Figura 5: Modelo de separação de duas placas planas homogêneas e contínuas, num movimento de rotação (Macedo, 1989).

Esse estilo deformacional poderia ser responsável pelo soerguimento de uma “proto-Serra do Mar”, através da implantação de uma zona de *detachments*, e que seria explicada por Macedo (1989) mediante efeitos flexurais.

Segundo Macedo (1989), nesta fase estão evidenciadas ainda a deposição dos primeiros sedimentos da bacia correlacionáveis com os da bacia do Paraná.

Posteriormente, um extenso derrame de material basáltico de natureza toleítica marcou o Eocretáceo ( $\pm 130$  M.a.) na bacia (figura 4), que pode ser correlacionável com os derrames da bacia do Paraná, Pelotas, Campos e, ainda, com os das bacias marginais do sudoeste da África (Asmus, 1975). O grande volume desse material, o maior derrame do planeta, que teria extravasado através de importantes fissuras, afetando crosta e manto superior, pode evidenciar a situação única pela qual passou geologicamente a região sudeste do Brasil.

Outras das importantes estruturações originadas nessa fase são a criação de zonas de transferência, que, na área de estudo, estão representadas pelas zonas de transferência de Florianópolis, do Rio de Janeiro e de Curitiba (figura 6). Esta última não delimita a área da bacia e representa um alinhamento de rochas alcalinas para dentro do continente. Essas zonas

de transferência tenderam a se formar, segundo Macedo (1989), para acomodar deslocamentos diferenciais entre os blocos com diferentes reologias.

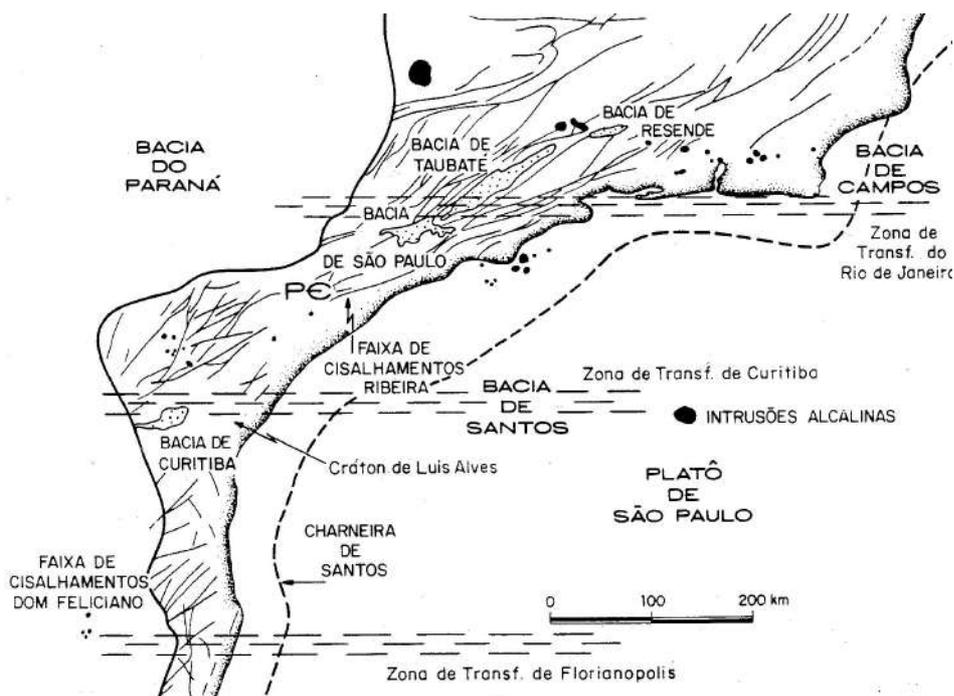


Figura 6: Figura mostrando a estruturação principal na região continental adjacente à bacia de Santos, com ênfase para as zonas de transferência de Florianópolis, do Rio de Janeiro e de Curitiba (Macedo, 1989).

O Aptiano ( $\pm 115$  M.a.) é representado na bacia por uma espessa deposição de evaporitos (figura 4), indicando o começo da ingressão marinha na bacia em um ambiente raso e restrito (Pereira *et al*, 1986). Essa deposição é correlacionável por toda costa leste brasileira e, segundo Leyden (1976, *apud* Macedo 1989), fontes de águas alcalinas oriundas de emanações vulcânicas, poderiam ter favorecido a concentração de elementos químicos presentes nesse ambiente.

A fase evaporítica termina com o começo da separação efetiva dos continentes, culminando no desenvolvimento da cadeia mesoatlântica e ingresso efetivo do mar, propiciando a formação de uma ampla plataforma carbonática no Albiano ( $\pm 113$  M.a.), que marca essa fase da bacia (figura 4).

Aqui começa propriamente a fase de subsidência termal na bacia, com o começo da formação da crosta oceânica, promovendo um basculamento generalizado da plataforma. A deposição dos sedimentos carbonáticos sobre o extenso pacote de evaporitos propicia o início da halocinese na bacia, importante por promover estruturas de deformação atuantes durante toda sua evolução a seguir.

Durante o Neocretáceo, são evidenciados na bacia de Santos três episódios fortemente prográdantes, promovendo regressão marinha. Esses episódios estão relacionados, segundo Macedo (1989), a expressivas movimentações da área continental adjacente, que podem ser explicadas, em parte, por uma forte componente flexural (figura 7). O intenso processo erosivo a qual a área fonte foi submetida, com a retirada do peso dessa coluna de rochas e a deposição desse material na bacia, substituindo o peso da água pelo de sedimento, comporia o cenário onde atuaria um binário de forças controlado pela compensação isostática.

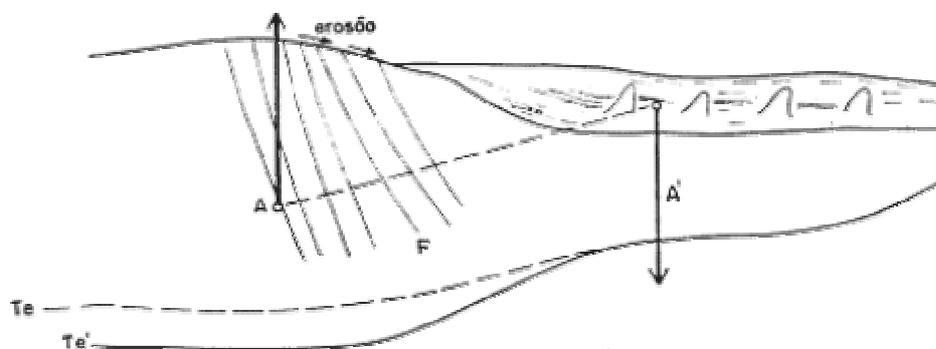


Figura 7: Binário de forças isostáticas que foram responsáveis por manter ativos os processos ascensionais da Serra do Mar durante todo o desenvolvimento da bacia de Santos (Macedo, 1989).

Até esse momento, as bacias costeiras brasileiras mostravam uma tendência generalizada de subida do nível do mar (Macedo, 1989), enquanto que a bacia de Santos, devido ao grande aporte sedimentar e soerguimento da área fonte, teve essa tendência compensada, mantendo-se em um ambiente continental e de mar raso (figura 4).

A bacia de Santos é marcada por uma ampla discordância regional no fim do Cretáceo, evidenciada em toda bacia e correlacionável, na parte emersa adjacente, à superfície de erosão do Japi (Macedo, 1989). Segundo Pereira *et al.* (1986), a inexpressividade da seção Paleoceno-Eoceno Inferior, na bacia de Santos, torna possível a equivalência desta discordância representando o limite K-T e aquela relacionada com a queda do nível do mar de 49 M.a. (figura 8).

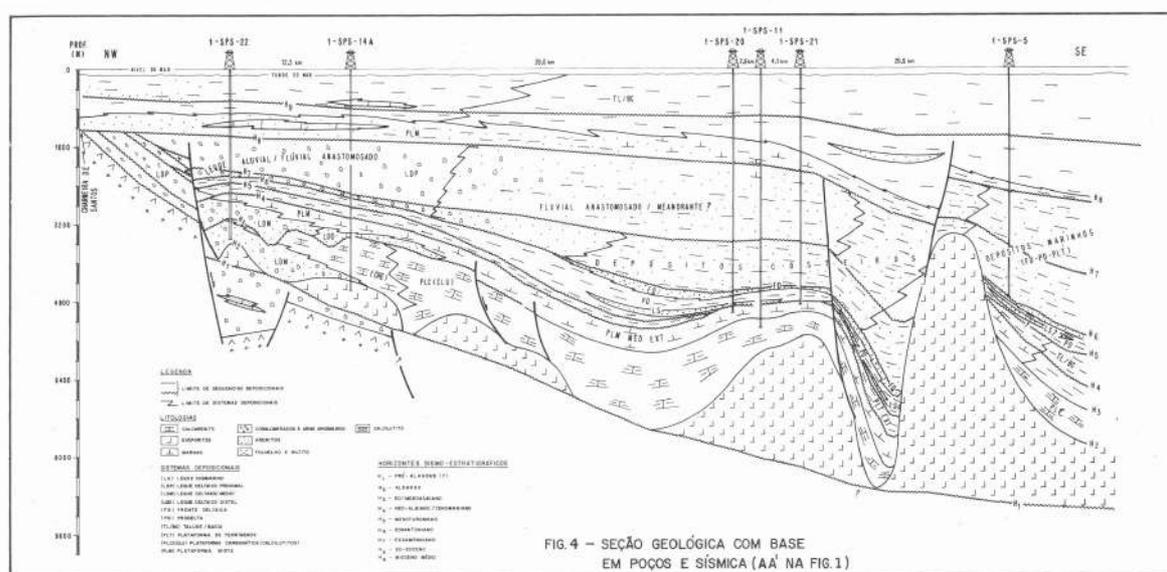


Figura 8: Seção geológica esquemática da bacia de Santos mostrando os principais horizontes sísmicos, inclusive a Charneira de Santos, reconhecidos por Pereira *et al.* (1986).

Sobre esta superfície erosiva depositaram-se, durante o Terciário, segundo Pereira & Feijó (1994), quatro seqüências deposicionais progradacionais na bacia, embora Pereira *et al.* (1986) e Macedo (1989) considerem apenas duas seqüências, caracterizadas por sedimentos muito mais finos que as seqüências do Cretáceo Superior. De acordo com Macedo (1989), isso se deve à captura de drenagens, que carregavam os sedimentos mais grosseiros pelo rio Paraíba do Sul, e razão ainda pela qual o Terciário na bacia de Campos é mais expressivo do que na bacia de Santos.

Durante o Terciário, ocorreram significativas variações do nível do mar, por vezes de grandes amplitudes, causando uma variada arrumação estratigráfica nas bacias marginais.

Marcando o Oligoceno, está o Marco Azul, definido por Gamboa *et al.* (1986) na bacia de Campos. Estes autores reconheceram como Marco Azul uma camada de calcáreos pelágicos depositados no pico de elevação do nível do mar durante o Terciário. Ele é representado nas linhas sísmicas, segundo estes autores, por um forte refletor (grande contraste acústico, principalmente em áreas mais distais) de caráter regional. Após esse evento de subida, seguiu-se um de rápida descida, que é indicada pela deposição de areias nas porções mais distais da bacia, correspondentes aos depósitos de mar baixo, onde se encontram os grandes reservatórios turbíditos (Gamboa *et al.* 1986).

### 3.2.3 O *Rift* Continental do Sudeste do Brasil

Na área continental emersa adjacente à bacia de Santos, através de pulsos distensivos, implantou-se, no Paleógeno, o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), proposto por Riccomini (1989), e anteriormente denominado Sistema de *Rifts* da Serra do Mar por Almeida (1976). O RCSB compreende um conjunto de bacias tafrogênicas de idade terciária na região sudeste do Brasil (Resende, Taubaté, etc.), que se encontram alinhadas com direção NE a E-W, paralela à linha atual de costa (figura 9).

A instalação e a evolução do RCSB são relacionadas a uma fase tardia do evento Sul-atlantiano (Schobbenhaus *et al.*, 1984), inicialmente denominado Reativação Wealdeniana por Almeida (1967), responsável, entre outras coisas, pela fragmentação do supercontinente Gondwana e implantação das bacias marginais. Estariam, assim, vinculadas à evolução da margem continental adjacente, podendo registrar, na região emersa estágios de deformação (evolução tectônica) também presentes nas bacias oceânicas.

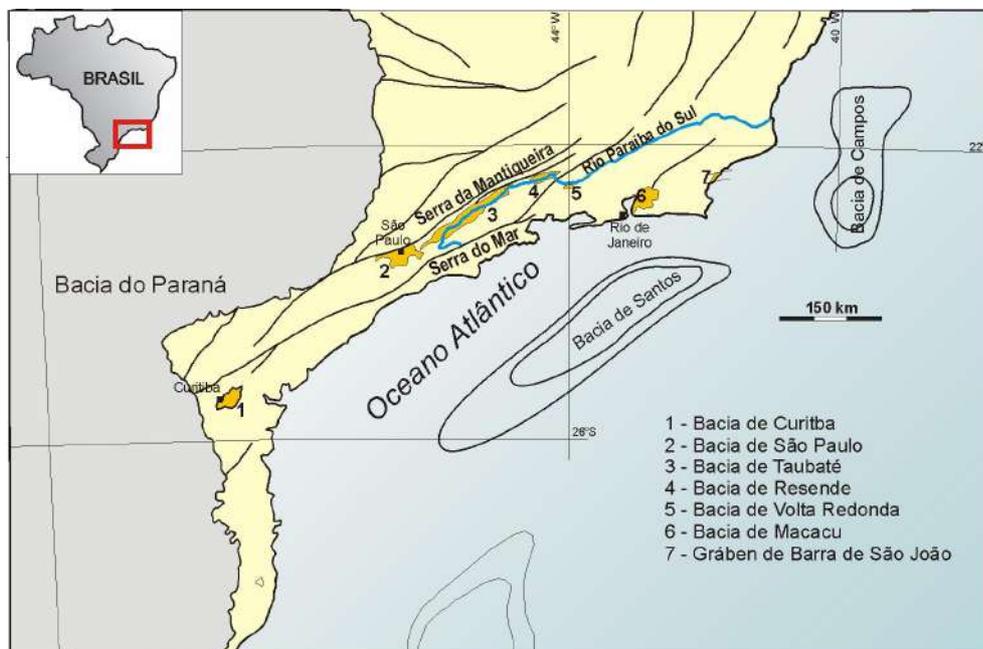


Figura 9: Estruturação tectônica do Rift Continental do Sudeste do Brasil (Modificado de Melo et al., 1985).

São registradas, para o RCSB, diferentes fases de evolução tectônica, resultando em conjuntos variados de estruturas produzidas ou reativadas por sucessivos regimes tectônicos.

Segundo Riccomini (1989), a formação do RCSB se deu, como dito anteriormente, no Paleógeno, através da ação de esforços distensivos de direção NNW-SSE. Durante sua evolução foi afetado por outros quatro eventos deformadores: transcorrência sinistral, de direção E-W, no Neógeno (Mioceno?); transcorrência dextral, de direção, E-W atuante no Quaternário (Pleistoceno final a Holoceno); distensão, de direção WNW-ESE, de idade holocênica; e, por fim, uma compressão de direção E-W, ainda atuante na região (figura 10).

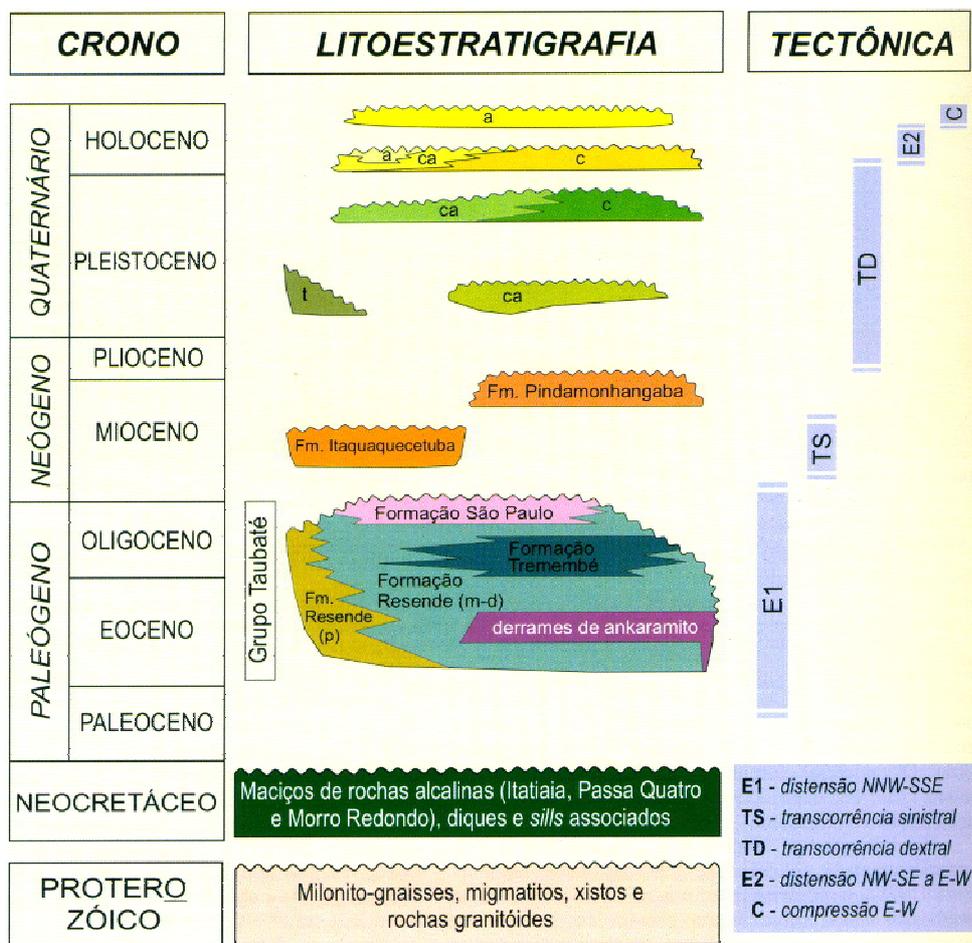


Figura 10: Quadro representativo da evolução tectono-sedimentar do RCSB (Riccomini et al., 2004).

## 4 CONCEITOS

### 4.1 SISMOESTRATIGRAFIA

A sismoestratigrafia é um método de interpretação estratigráfica feita com base em linhas sísmicas, aplicando-se à subdivisão, correlação e mapeamento de rochas sedimentares. Permite uma ampla visualização das feições deposicionais e estratigráficas e, assim, a melhor compreensão de eventos tectono-sedimentares durante a evolução de uma bacia (Severiano Ribeiro, 2001).

Os conceitos iniciais da sismoestratigrafia, publicados no Memoir #26 AAPG, tornaram-se, ao longo do tempo, o embasamento do que é atualmente denominado Estratigrafia de Seqüências. Os principais elementos para a análise sismoestratigráfica estão listados nos itens 4.1.1, 4.1.2 e 4.1.3, e alguns conceitos utilizados para a determinação dos tratos de sistema serão comentados a seguir, no item 4.2.

#### 4.1.1 As reflexões sísmicas

O método sísmico de reflexão baseia-se nas propriedades físicas das ondas geradas artificialmente em superfície (através de fontes de energia, como explosivos, canhão de ar, etc.), registrando seu tempo de ida (até uma superfície de interface acústica) e volta (até sensores chamados geofones ou hidrofones). Um refletor sísmico representa uma superfície de contraste de impedância acústica, a qual é caracterizada pelo produto entre velocidade da onda sísmica e a densidade do pacote percorrido por esta. A seção sísmica é o resultado final do processamento dos dados geofísicos obtidos durante a fase de aquisição. Ela é representada na forma de um gráfico onde, na horizontal, está a distância percorrida em um levantamento e, na vertical, está o tempo duplo registrado - tempo levado pela onda sísmica no percurso fonte-refletor-sensor (hidrofone ou geofone) - sendo este proporcional à profundidade onde o refletor se encontra. Sendo assim, uma seção sísmica é, dentro de certos limites, uma representação de uma seção geológica, por vezes um tanto imprecisa, uma vez que está sujeita a problemas no processamento causadas por fatores como, por exemplo, ruídos e distorções nos dados.

Um dos princípios básicos da sismoestratigrafia é o de considerar que as reflexões sísmicas seguem linhas de tempo síncronas, em oposição às unidades litoestratigráficas, que

são definidas com base nas variações litológicas e, muitas vezes, não respeitam as linhas de tempo, se apresentando diácronas. As interfaces geradoras das reflexões entre dois pacotes com contraste acústico correspondem, principalmente, às superfícies estratais e discontinuidades estratigráficas (Severiano Ribeiro, 2001). As superfícies estratais correspondem aos níveis de acamamento, constituindo paleo-superfícies de deposição praticamente síncronas em sua extensão (podendo haver apenas pequenas variações temporais), tendo, assim, conotação cronoestratigráfica (Payton, 1977). Esta linha não necessariamente representa um contato litológico, que pode ser de caráter diacrônico. Além disso, importantes superfícies diacrônicas são também observadas no registro sísmico, tais como discordâncias, que, apesar disso, não deixam de representar grande importância cronoestratigráfica, pois limitam estratos mais jovens de mais antigos. As discontinuidades estratigráficas correspondem a superfícies de erosão ou não deposição e implicam em um intervalo cronoestratigráfico significativo, contudo fisicamente ausente, sendo, portanto, importantes marcos cronoestratigráficos (Vail *et al.*, 1977).

Existem ainda reflexões que cortam as linhas de tempo. Estas reflexões podem não apresentar conotações geológicas (múltiplas e difrações) ou marcarem contatos entre fluidos (água e óleo, por exemplo).

#### 4.1.2 Seqüências sísmicas

Adotou-se o conceito de seqüência sísmica (ou sismosseqüência) como uma subdivisão de uma seção sísmica em pacotes de reflexões concordantes, sendo separados por superfícies de discontinuidade (Vail & Mitchum Jr., 1977).

Os limites destas sismossequências podem ser delineados a partir da relação de terminação de refletores, sendo estes concordantes ou discordantes em relação aos limites das sismossequências. Na moderna Estratigrafia de Sequências, um padrão de terminação de refletores não necessariamente indica o limite de uma seqüência deposicional, mas pode indicar os chamados tratos de sistemas (Severiano Ribeiro 2001).

Os principais padrões de terminação de refletores (figuras 11 e 12) são os chamados *lapout* (*baselap* - *onlap* e *downlap* - e *toplap*), truncamento e concordância (ou conformidade).

Pode-se marcar o *lapout* quando os refletores terminarem lateralmente em seu limite deposicional original, sendo denominado *baselap* quando ocorrem no limite inferior de uma sismossequência e *toplap* no seu limite superior. O *baselap* pode ainda ter sua classificação dividida em: *onlap*, quando uma reflexão, inicialmente horizontal ou com pouca inclinação, termina de encontro a um refletor mais inclinado; e *downlap*, quando um refletor, inicialmente inclinado, termina mergulhando sobre uma reflexão menos inclinada ou horizontal.

No truncamento as reflexões terminam lateralmente por terem perdido seu limite deposicional original, seja por erosão, seja por tectonismo (falhamentos). A concordância ou conformidade ocorre quando refletores de duas unidades sísmicas se apresentam paralelos com a superfície que as delimitam.

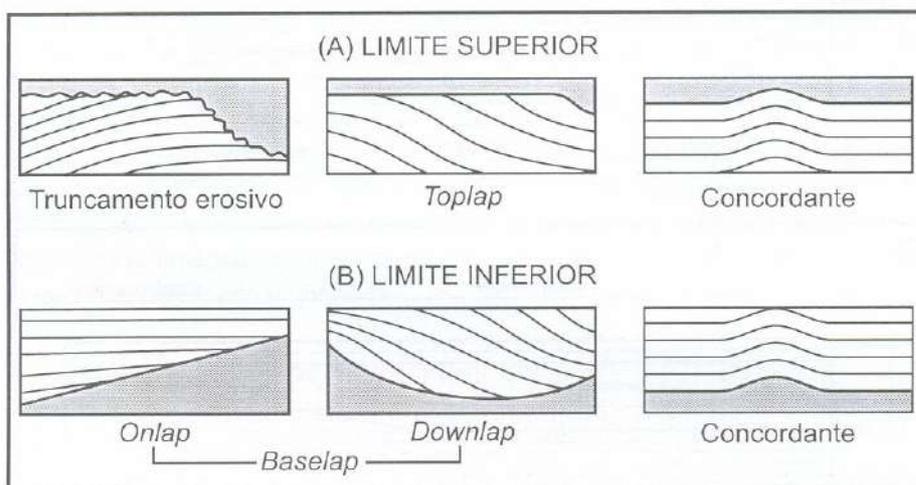


Figura 11: Padrões de terminação de reflexões/estratos nos limites superior e inferior de uma seqüência sísmica/seqüência deposicional (Severiano Ribeiro 2001).

Além dos padrões de reflexões já citados, o *Memoir # 26* da AAPG (Payton, 1977) ainda faz menção a padrões que não necessariamente implicam em limites de sismosseqüências, tais como o *offlap*, a convergência interna e o truncamento aparente. O *offlap* representa um padrão de terminação de refletores que indica um *onlap* ou *toplap* mergulho acima e um *downlap* mergulho abaixo, sendo interpretado como um padrão progradante em direção a uma bacia. A convergência interna ocorre devido ao adelgaçamento dos refletores, dentro de uma sismosseqüência, face à resolução sísmica. O truncamento aparente ocorre quando as reflexões terminam abaixo de um refletor pouco inclinado, sendo dado pela variação de direção dos *foresets* dos refletores.

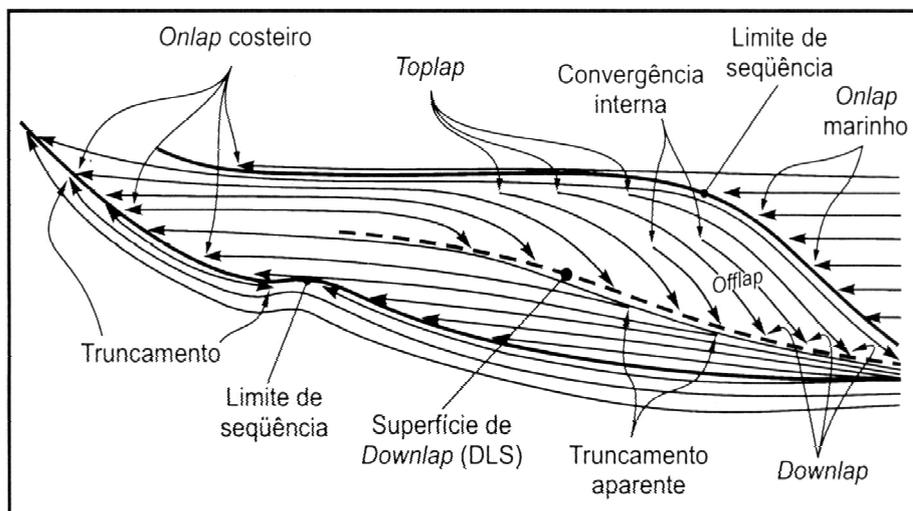


Figura 12: Padrão de terminação de refletores em uma seqüência sísmica idealizada (Severiano Ribeiro 2001).

#### 4.1.3 Fácies sísmicas

O reconhecimento dos padrões de reflexão sísmica, bem como suas interrelações, traz uma interpretação geológica para as sismosseqüências. Assim, o conceito de fácies sísmica (ou sismofácies) pode, de maneira análoga às fácies sedimentares, ser uma importante ferramenta para a interpretação geológica das unidades sísmicas.

Fácies sísmica é definida por Brown Jr. & Fisher (1980 *apud* Severiano Ribeiro, 2001) como uma unidade tridimensional arealmente definida, constituída por reflexões sísmicas cujos parâmetros a individualizam das demais, sendo um registro dos fatores geológicos que a gerou.

Os principais atributos das fácies sísmicas, utilizados em sua interpretação, e o tipo de informação geológica que podem fornecer estão expressos na tabela 1, abaixo.

Tabela 1: *Parâmetros das fácies sísmicas e as informações geológicas por elas fornecidas (Severiano Ribeiro 2001).*

Parâmetros	Interpretação Geológica
Configuração de refletores	<ul style="list-style-type: none"> <li>• padrão de estratificação;</li> <li>• processos deposicionais;</li> <li>• erosão e paleotopografia;</li> <li>• contato de fluidos.</li> </ul>
Continuidade de refletores	<ul style="list-style-type: none"> <li>• continuidade dos estratos;</li> <li>• processos deposicionais.</li> </ul>
Amplitude dos refletores	<ul style="list-style-type: none"> <li>• contraste de velocidade (densidade);</li> <li>• espaçamento dos estratos;</li> <li>• conteúdo fluido.</li> </ul>
Frequência das reflexões	<ul style="list-style-type: none"> <li>• espessura dos estratos;</li> <li>• conteúdo fluido.</li> </ul>
Velocidade intervalar	<ul style="list-style-type: none"> <li>• estimativa de litologia;</li> <li>• estimativa de porosidade;</li> <li>• conteúdo fluido.</li> </ul>
Formas externas e associação areal das fácies sísmicas	<ul style="list-style-type: none"> <li>• ambiente deposicional;</li> <li>• fonte sedimentar;</li> <li>• sítio geológico.</li> </ul>

As configurações internas das reflexões (figura 13) é o atributo que melhor caracteriza a fácies sísmica e, dentre essas, as mais comuns observadas na literatura são as configurações paralelas/subparalelas, divergentes, progradantes, caóticas, transparentes e *hummocky*.

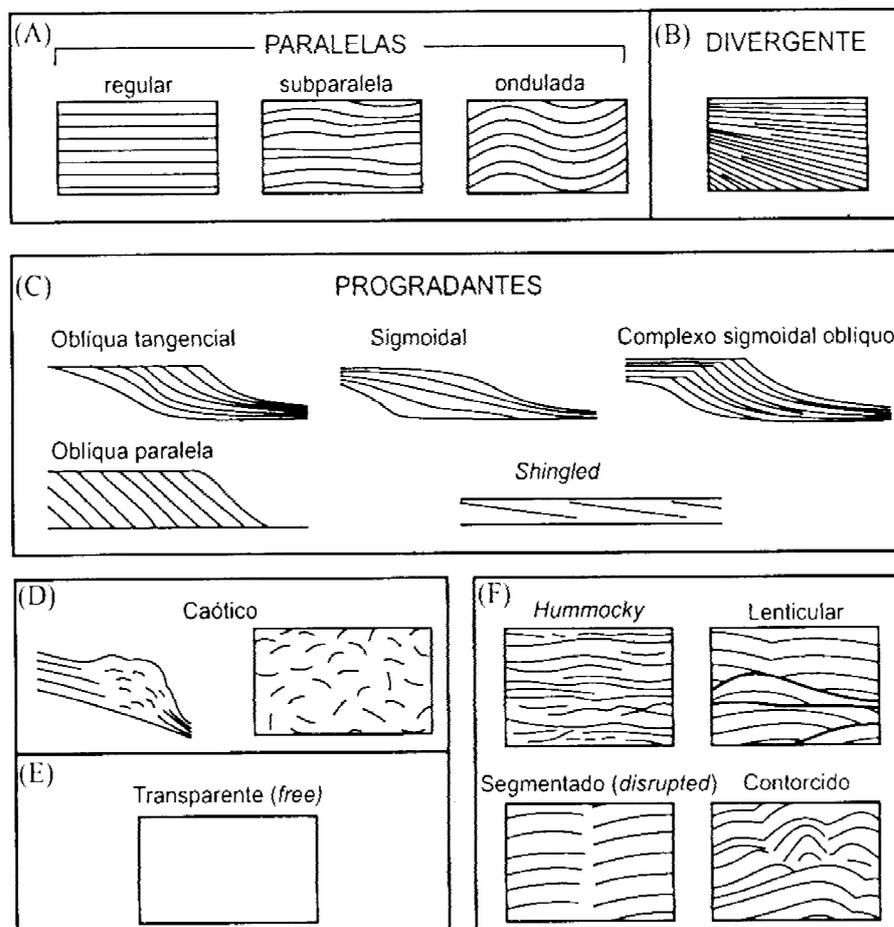


Figura 13: Padrões de configurações de fácies sísmicas (Severiano Ribeiro 2001).

As configurações paralelas ou subparalelas indicam uma taxa de sedimentação uniforme entre os estratos, sobre uma superfície estável ou com uma subsidência uniforme.

A configuração divergente indica uma variação em área da taxa de sedimentação e/ou uma progressiva inclinação do substrato.

As configurações progradantes aparecem em superfícies inclinadas (clinoformas) e podem ocorrer em diversos tipos de ambiente. Elas podem ser divididas em: oblíquas, que indicam uma combinação de condições de elevado suprimento sedimentar, pouca ou nenhuma subsidência e nível de mar estável, ocorrendo em águas rasas com alta energia durante a deposição; sigmoidal, que indica baixo suprimento sedimentar, uma subsidência contínua ou subida relativa do nível do mar; ou, quando apresentar características de progradante oblíqua e sigmoidal, recebe o nome de sigmoidal – oblíqua, indicando um ambiente de alta energia

onde ocorre a alternância entre processos construtivos e de *by-pass* de sedimentos. Outra configuração progradante é a chamada *shingled*, que se caracteriza por sua pequena espessura e limites superiores e inferiores paralelos, sendo associada à deposição em águas rasas.

A configuração hummocky é caracterizada por refletores descontínuos, irregulares e ondulados, interpretada como lobos de estratos interdigitados.

A configuração caótica está associada a reflexões descontínuas em arranjos desordenados, podendo indicar um ambiente de energia alta e variável, como também deformações afetando os pacotes depositados.

Já a configuração transparente mostra intervalos com ausência de reflexão, podendo indicar um ambiente de alta energia, onde os sedimentos sofrem deformações durante (e/ou após) sua deposição ou litologias homogêneas demais para a resolução sísmica.

## 4.2 ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

A Estratigrafia de Seqüências é um tratamento estratigráfico que procede fundamentalmente da sismoestratigrafia. Ela pode ser definida como ramo da estratigrafia que se propõe a interpretar as relações da arquitetura deposicional do preenchimento de bacias sedimentares, relacionando-os às oscilações eustáticas e, conseqüentemente, às variações relativas do nível do mar. Segundo Vail (1987 *apud* Severiano Ribeiro 2001), a estratigrafia de seqüências é a aplicação de técnicas de interpretação sismoestratigráfica na análise de bacias sedimentares, objetivando a divisão, correlação e mapeamento das rochas sedimentares de uma bacia.

A seqüência deposicional foi definida por Mitchum Jr. *et al.* (1977) como uma unidade estratigráfica composta por uma sucessão de estratos geneticamente relacionados e

relativamente concordantes, limitados no topo e na base por uma discordância ou por suas conformidades correlatas. Hoje, a idéia de seqüência está atrelada a novos conceitos, principalmente aos dos dois tipos de discordâncias, implicando em dois tipos de seqüências.

A seqüência é constituída por uma sucessão de tratos de sistemas deposicionais, interpretados como sendo depositados entre dois pontos de inflexão de queda eustática (ponto F na figura 14).

A seqüência pode ser de dois tipos: tipo I e tipo II. A seqüência do tipo I é limitada na base por uma discordância do tipo I e é composta pelos tratos de mar baixo, trato de sistema transgressivo e de mar alto, nesta ordem, enquanto que a seqüência do tipo II tem em seu limite inferior uma discordância do tipo II, e é composta pelos tratos de margem de plataforma, transgressivo e mar alto.

A discordância do tipo I é acompanhada por ampla exposição subaérea e simultânea erosão, com escavação de vales e canais na plataforma, ocorrendo ainda o deslocamento do *onlap* costeiro bacia adentro. Uma das suas principais características é a deposição dos leques de sopé de talude durante esses períodos de mar baixo, acima dessa discordância (figura 15, vide ainda figura 17). A discordância do tipo II, como a do tipo I, também é marcada por exposição subaérea e deslocamento bacia adentro do *onlap* costeiro, porém esta é mais sutil e não representa considerável aumento do poder erosivo na região. Ela é marcada, sobretudo, pela interrupção da sedimentação fluvial, sobre a qual posteriormente se depositarão sedimentos da planície costeira (figura 15, vide ainda figura 20).

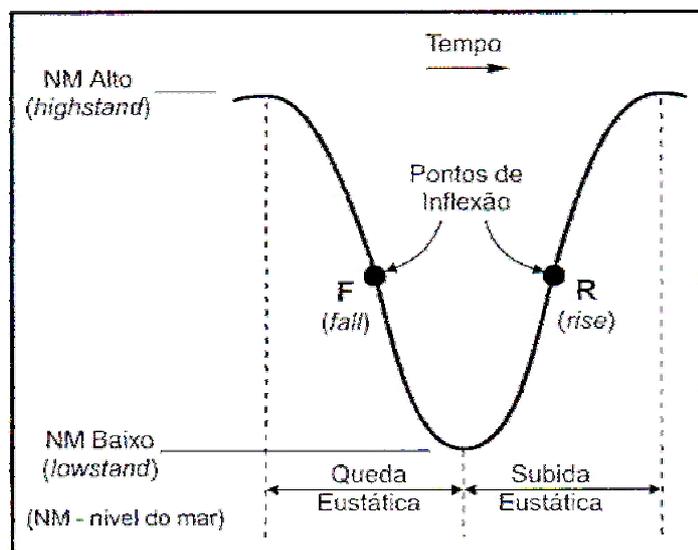


Figura 14: Curva da variação eustática do nível do mar, mostrando os pontos de inflexão F (ponto de maior taxa de queda do nível do mar) e R (ponto de maior taxa de subida do nível do mar) – in Severiano Ribeiro (2001).

Sistema deposicional é definido como um conjunto tridimensional de litofácies geneticamente relacionadas por processos e ambiente - litofácies, sua unidade fundamental, diz respeito a um corpo tridimensional de rochas (sedimentares) limitado por uma superfície deposicional ou erosiva. Já trato de sistema é um conjunto de sistemas deposicionais adjacentes e contemporâneos, e pode ser definido pela sua geometria estratal nas superfícies limitantes, por sua posição dentro de uma seqüência, e pelo padrão interno de empilhamento. Seguindo a premissa de que o padrão estratal é controlado pelas variações eustáticas, Posamentier & Vail (1988 *apud* Severiano Ribeiro 2001) propõem quatro tipos de tratos de sistema relacionados à determinada posição na curva eustática. São eles: TSMA (trato de sistema de mar alto); TSMB (trato de sistema de mar baixo); TST (trato de sistema transgressivo); e TSMP (trato de sistema de margem de plataforma). Esses serão detalhados adiante, nos itens 4.2.1, 4.2.2, 4.2.3 e 4.2.4.

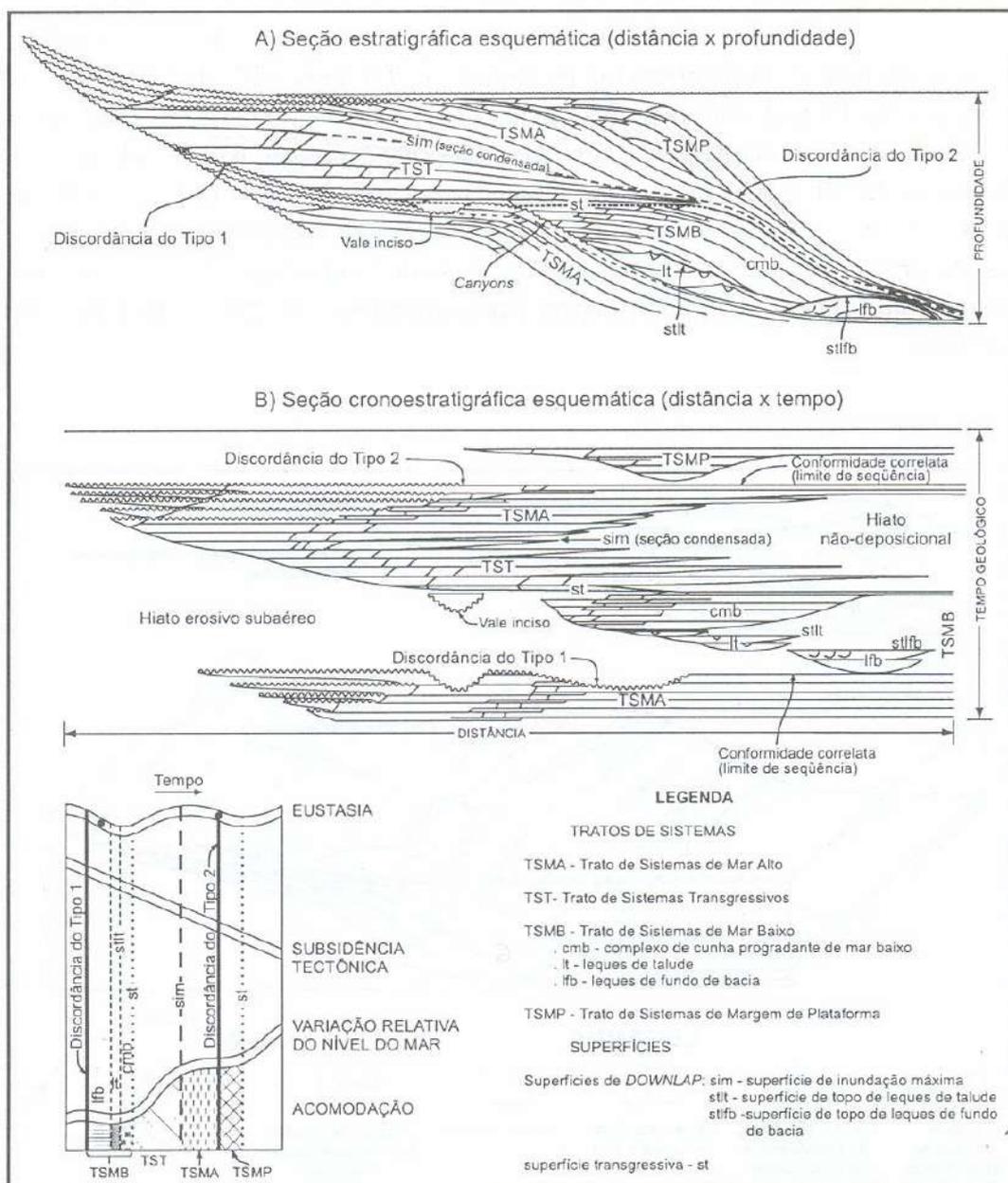


Figura 15: Exemplo de seqüências ideais (na base, uma do tipo I, seguida por outra do tipo II, acima) compostas pelos diferentes tratos de sistema, mostrando seus componentes mais importantes (discordâncias, etc.) - in Severiano Ribeiro (2001).

#### 4.2.1 TSMA

Seus depósitos são relacionados ao período alto da curva eustática, preferencialmente é representado pelo segmento posterior ao ponto de inflexão de subida eustática (R),

terminando antes do próximo ponto de inflexão, o de queda eustática (F). Esse trato de sistema é limitado acima por uma discordância, podendo ser do tipo I ou II, e abaixo por uma seção condensada (superfície de *downlap*, figura 15).

O Trato de Sistema de Mar Alto pode ser dividido em duas porções. Na porção basal, o modelo de empilhamento tende a ser predominantemente agradacional (figura 16), dado pelo padrão ascendente, após o ponto R até o nível de mar alto (vértice, figura 14), da parte superior da curva eustática, propiciando assim altas taxas de acomodação. Já a porção superior é caracterizada por um padrão predominantemente progradacional (figura 16), em resposta à taxa de acomodação que agora decresce gradualmente após ter atingido o vértice da curva eustática. Com isso pode ser evidenciada, ainda, uma extensa deposição fluvial no topo.

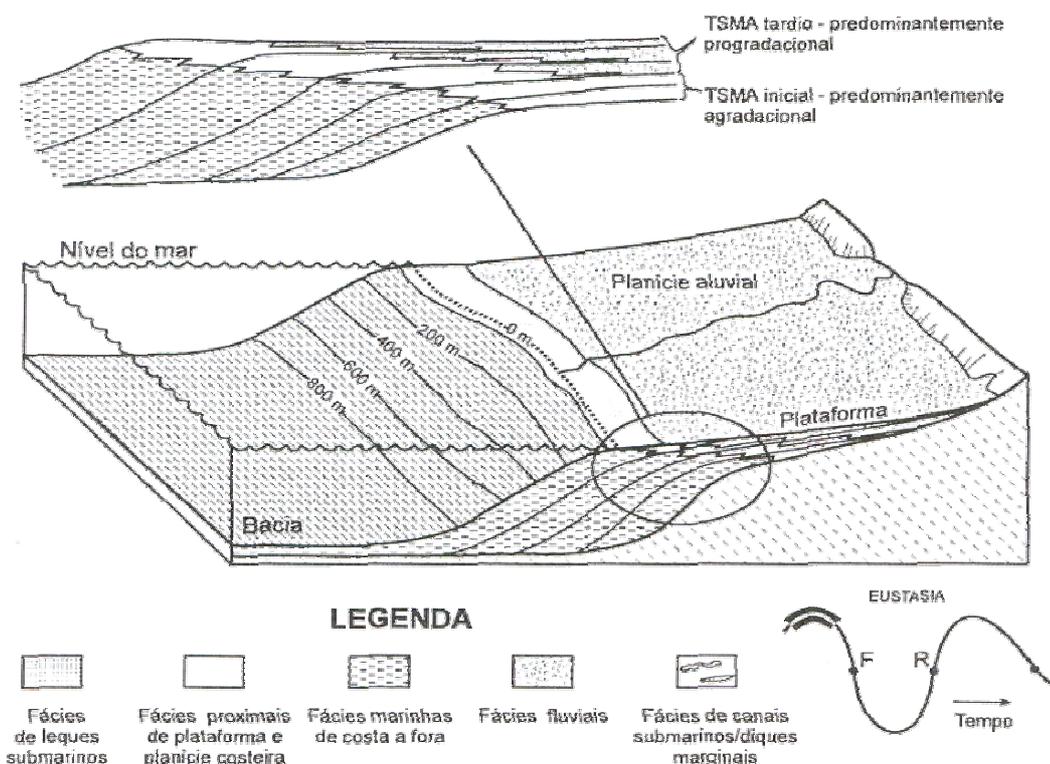


Figura 16: *Trato de Sistema de Mar Alto - TSMA* (Severiano Ribeiro 2001).

#### 4.2.2 TSMB

Esse trato de sistema tem seus depósitos relacionados ao período onde há uma queda relativa do nível do mar, marcado pela parte descendente da curva eustática, e continuando até a seguinte e lenta subida.

O Trato de Sistema de Mar Baixo é limitado na base por uma discordância do tipo I, gerada por uma rápida queda eustática, e, no topo, por uma significativa superfície de inundação marinha (ou Superfície Transgressiva – ST na figura 15, indicando a aproximação de um ponto R).

O Trato de Sistema de Mar Baixo é dividido em dois membros não contemporâneos. O primeiro é chamado de Leque de Mar Baixo e sua deposição tem início durante o período da curva eustática que contém o ponto F (figura 17). Ele é caracterizado pela presença de leques submarinos e zonas de *by-pass* na plataforma exposta. O segundo é denominado Cunha de Mar Baixo e ocorre no período da curva eustática posterior ao ponto F, prosseguindo durante a parte inferior da curva eustática (figura 18). Este segundo membro tem como característica um padrão de empilhamento progradacional, produzindo *onlaps* continente adentro. Sedimentos grossos preenchem os vales incisos, os quais foram escavados na plataforma em resposta ao rápido rebaixamento do nível do mar, e que serviram também como zona de *by-pass*. Sedimentos turbidíticos e fluxos de detritos são depositados nesse momento no talude.

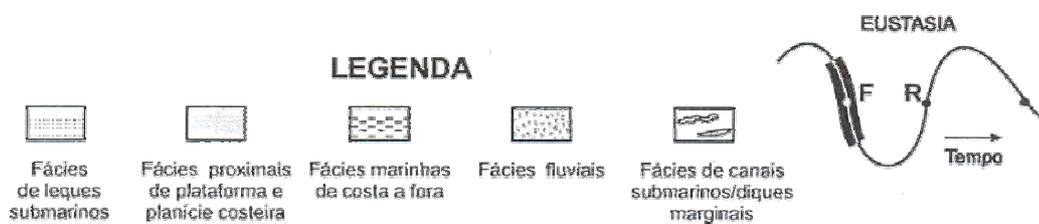
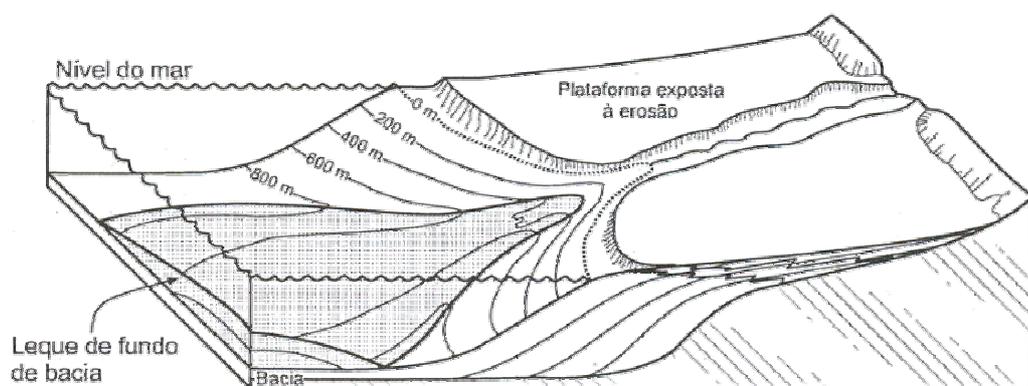


Figura 17: Trato de Sistema de Mar Baixo – TSMB, evidenciando o leque de fundo de bacia (Severiano Ribeiro 2001).

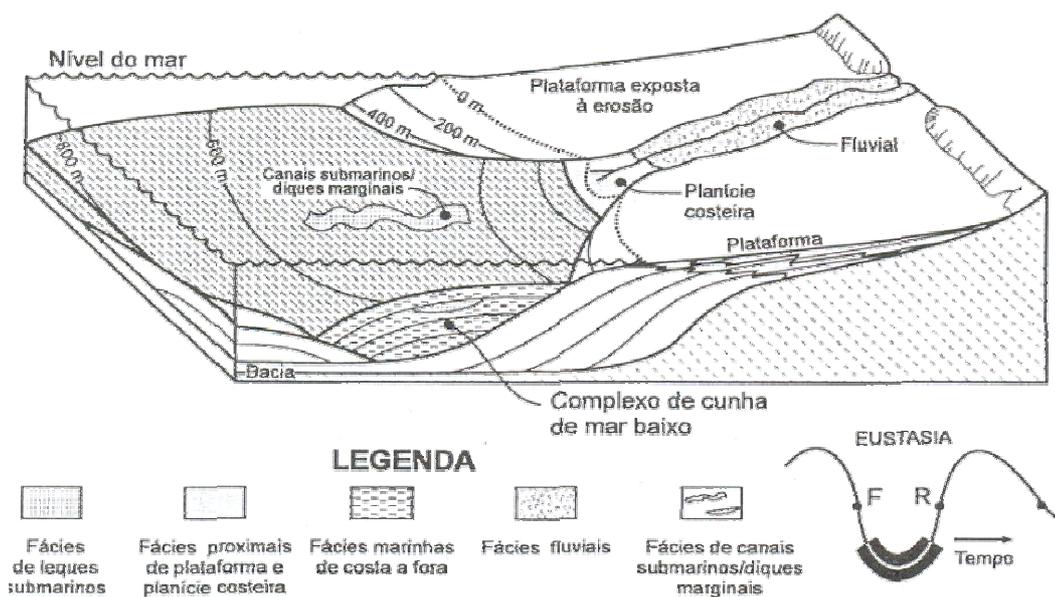


Figura 18: Trato de Sistema de Mar Baixo – TSMB, mostrando complexo de cunha de mar baixo (Severiano Ribeiro 2001).

## 4.2.3 TST

O Trato de Sistema Transgressivo ocorre quando se atinge o segmento ascendente da curva eustática. A aproximação do ponto R, como mencionado anteriormente, cria condições para o desenvolvimento da Superfície Transgressiva – ST, marcando, assim, o início do TST, enquanto que seu término é marcado por uma superfície de *downlap* (DLS), sobre a qual programam as clinoformas do Trato de Mar Alto.

O Trato de Sistema Transgressivo é caracterizado por um padrão de empilhamento retrogradacional, correspondente a seguidos eventos de inundação (figura 19). Seus refletores internos terminam em *onlap* sobre a discordância do limite de seqüência, em direção ao continente, e terminam em *downlap* em direção à bacia. Ocorrem, com freqüência, seções condensadas no meio desse trato de sistema, assim como na porção distal do Trato de Sistema de Mar Alto.

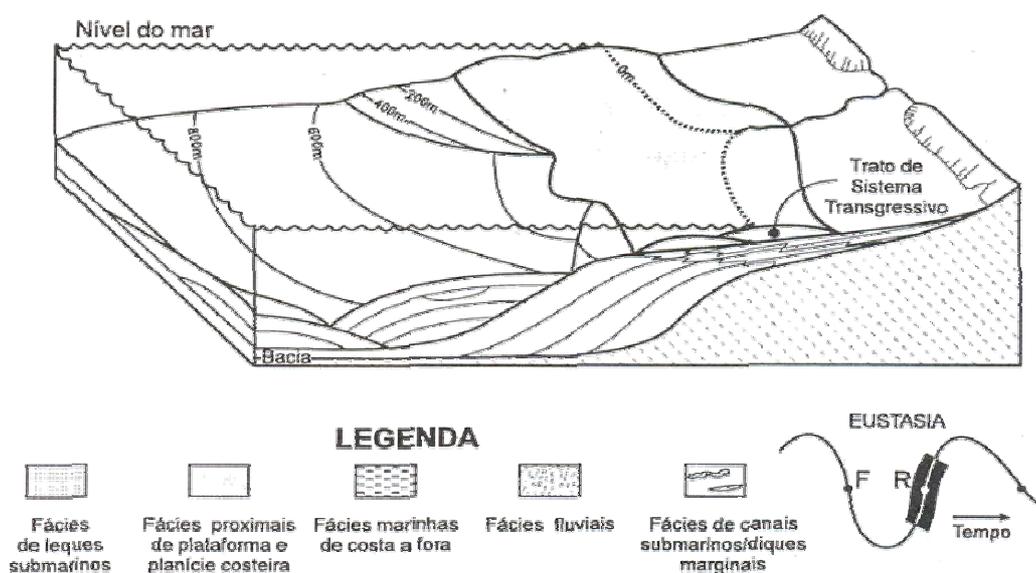


Figura 19: *Trato de Sistema Transgressivo - TST* (Severiano Ribeiro 2001).

## 4.2.4 TSMP

Em semelhança ao Trato de Sistema de Mar Baixo, o Trato de Sistema de Margem de Plataforma ocorre mediante uma queda eustática, porém lenta, implicando em uma discordância do tipo II, a qual o limita na base. Seu limite no topo se dá através de uma Superfície Transgressiva – ST.

Seus depósitos se localizam na porção mais externa da plataforma e são evidenciados por um padrão de empilhamento decrescentemente progradacional, passando a uma agraçãoção (figura 20).

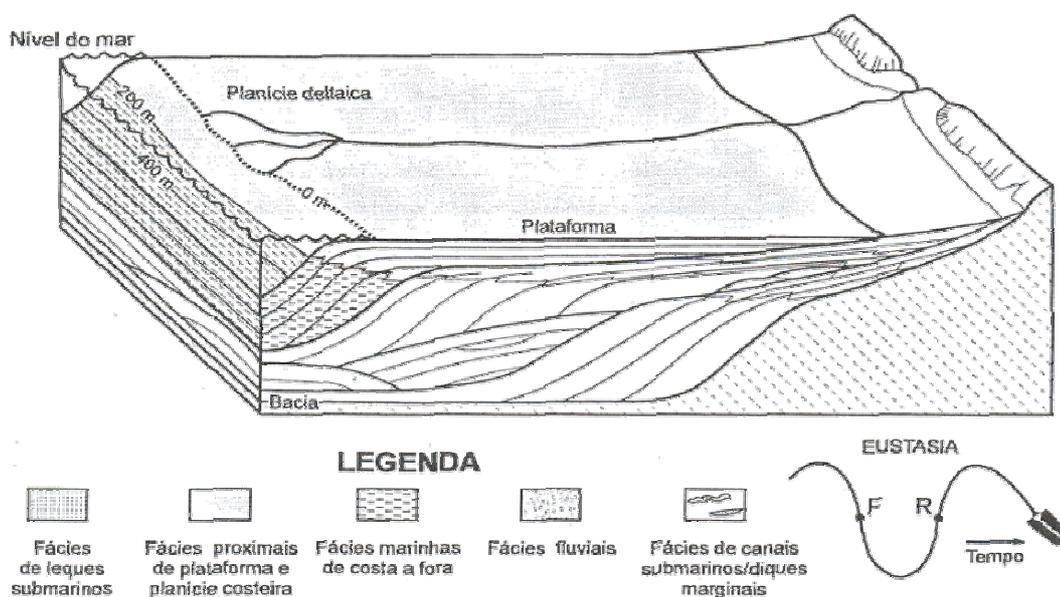


Figura 20: *Trato de Sistema de Margem de Plataforma - TSMP* (Severiano Ribeiro 2001).

## 5 METODOLOGIA

Foram selecionadas e interpretadas três linhas sísmicas 2D multicanal, sendo duas *dip* (D1 e D2) e uma *strike* (S1), utilizando tanto o *software Petrel*, nas instalações do Departamento de Geologia/LAGEMAR-UFF, como também impressões em tamanho A2 dessas linhas, interpretadas sobre *overlay* transparente. Cabe ressaltar que as figuras apresentadas neste trabalho mostram, principalmente, interpretações da linha sísmica D1, pois ela se mostrou menos afetada pela deformação do sal, representando, assim, melhor as feições estudadas.

Estas linhas foram cedidas, para fins didáticos, pela empresa de geofísica GAIA ao Departamento de Geologia/LAGEMAR-UFF, e disponibilizadas por este a fim da realização deste trabalho final de curso. Elas são referentes à região norte da plataforma continental da bacia de Santos.

A interpretação foi feita buscando promover a análise e o reconhecimento das superfícies estratais e das discordâncias regionais (representando importantes marcos estratigráficos), identificando, assim, as sismossequências, ou seja, pacotes de refletores geneticamente relacionados. Essa interpretação foi feita ainda considerando os elementos estruturais presentes, referentes aos diferentes estilos de deformação, que trazem informações relevantes acerca da evolução da bacia. Buscou-se relacionar os elementos sismoestratigráficos reconhecidos aos eventos de evolução da bacia, analisando seus padrões, os refletores regionais envolvidos, comparando-se o resultado obtido aos modelos propostos na literatura.

Durante a análise sismoestratigráfica, foi dada ênfase ao intervalo correlacionado ao Cenozóico, sendo este reconhecido nas linhas sísmicas pela feição denominada como linha de charneira (Charneira de Santos), que separa a região onde o Cenozóico está diretamente sobre

o embasamento daquela que se encontra sobre o Cretáceo. Nele, as sismossequências foram delineadas, tendo sua gênese interpretada de acordo com os preceitos descritos no *Memoir* # 26 da AAPG.

## 6 RESULTADOS

Os resultados apresentados são decorrentes da interpretação das três linhas sísmicas estudadas – D1 e D2, linhas *dips*; e S1, linha *strike*. Como a linha S1 apresentou-se um tanto monótona, sem variações consideráveis, foi utilizada principalmente para a correlação dos refletores identificados nas linhas D1 e D2. A linha D2 mostra importantes feições sísmicas, utilizadas tanto para a interpretação das unidades sísmicas, como dos conjuntos de sismossequências (apresentados neste capítulo), embora estas mesmas feições, também identificadas na linha D1, não estejam tão bem marcadas como nesta, devido à deformação do sal.

Assim, cabe ressaltar, que as figuras que seguem, são, em sua maioria, relativas à linha D1, o que não isenta de importância à interpretação efetuada nas demais linhas sísmicas.

### 6.1 SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS

O primeiro passo para promover o reconhecimento e posterior interpretação de sismossequências é estabelecer a identificação de suas superfícies limítrofes. Esses marcos estratigráficos, reconhecidos através da terminação de refletores, representam discontinuidades e separam as diferentes sequências sísmicas, e, por conseguinte, as

diferentes Unidades Sísmicas e Conjuntos de Sismossequências aqui propostos e discutidos a seguir.

Foram identificadas 17 superfícies limítrofes para todo o pacote analisado, excluindo-se o fundo marinho. Dessas 17 superfícies, 4 separam as seções sísmicas em 5 diferentes Unidades Sísmicas; outras 3 individualizam 4 Conjuntos de Sismossequências na porção cenozóica; e, por fim, 10 outras individualizam as 14 Sismossequências interpretadas neste intervalo (figuras 21 e 22).

As principais superfícies estratigráficas, correspondentes aos limites entre as diferentes fases de evolução da bacia, puderam ser identificadas, cada qual, através de suas características particulares. A discordância entre a Unidade Sísmica Embasamento e a Unidade Sísmica *Rift*, por exemplo, pôde ser delimitada através da identificação da Linha de Charneira e das falhas afetando a Unidade *Rift* formando *hemi-grabens*. A fase marinha restrita (Unidade Sal), talvez seja a mais bem marcada de todas (com exceção do refletor que representa o fundo marinho); suas superfícies limitantes são facilmente reconhecidas dada às formas características as quais assume o sal com a deformação. Através da identificação da Linha de Charneira, pôde-se também individualizar a Unidade Sísmica Margem Passiva Cretáceo e a Unidade Sísmica Margem Passiva Cenozóico, identificando, assim, o limite Cretáceo-Terciário. As características apontadas não foram as únicas levadas em consideração para a individualização das unidades/conjuntos/sismossequências. Houve outras, tais como fácies sísmicas e posição estratigráfica.

O Cenozóico, objetivo principal desse estudo, foi separado em Conjuntos de Sismossequências e posteriormente em Sismossequências. Suas superfícies limítrofes, como para todo o trabalho, foram delimitadas, principalmente, através das terminações de topo e de base dos seus refletores.

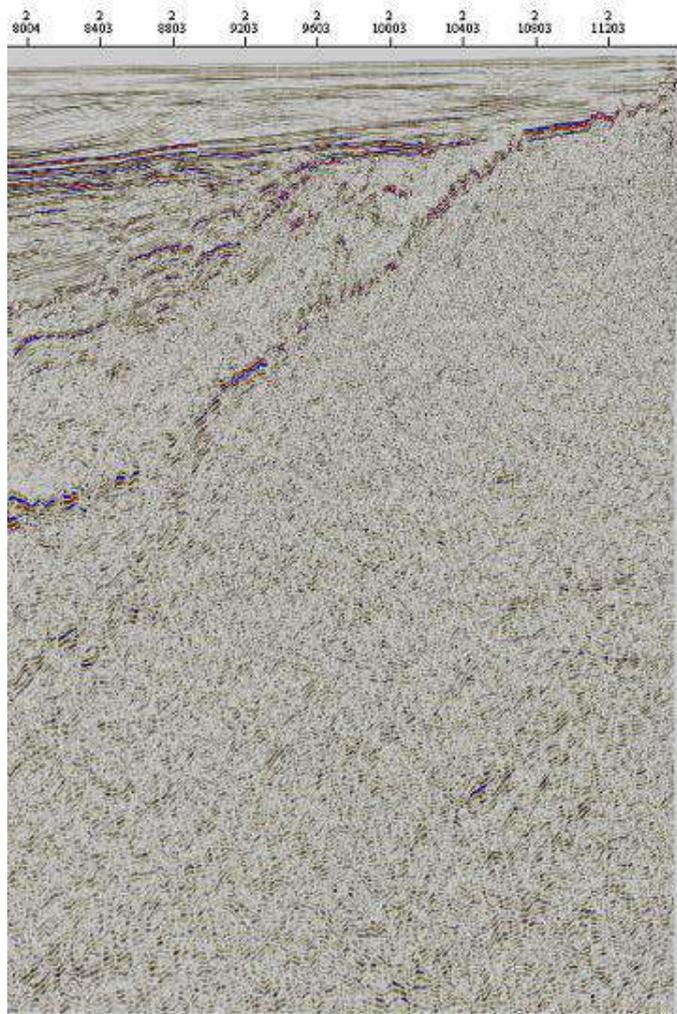
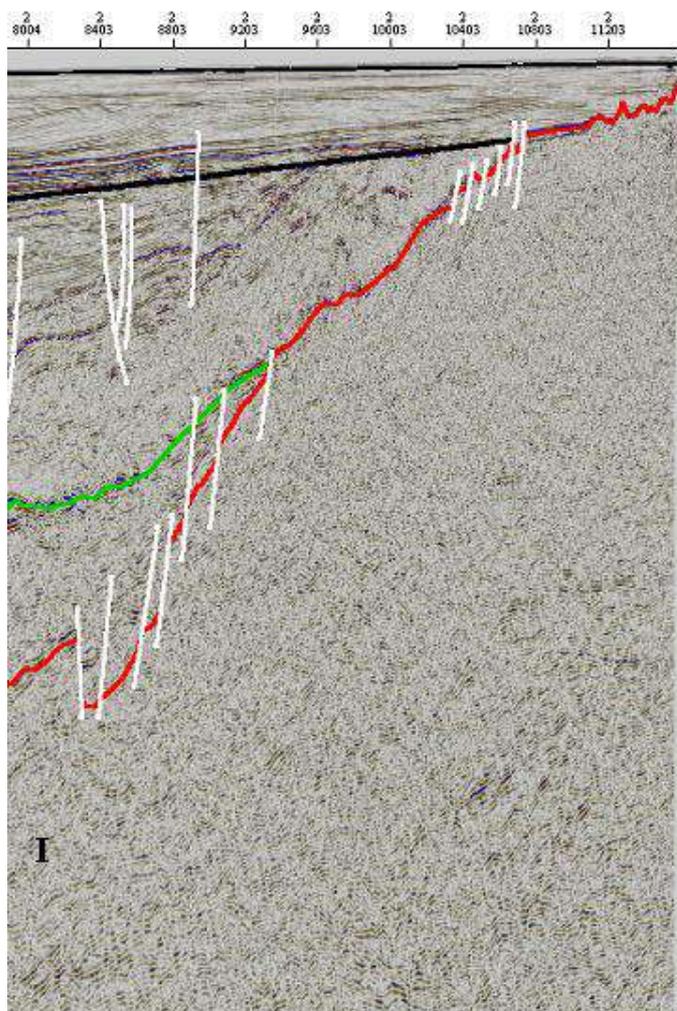
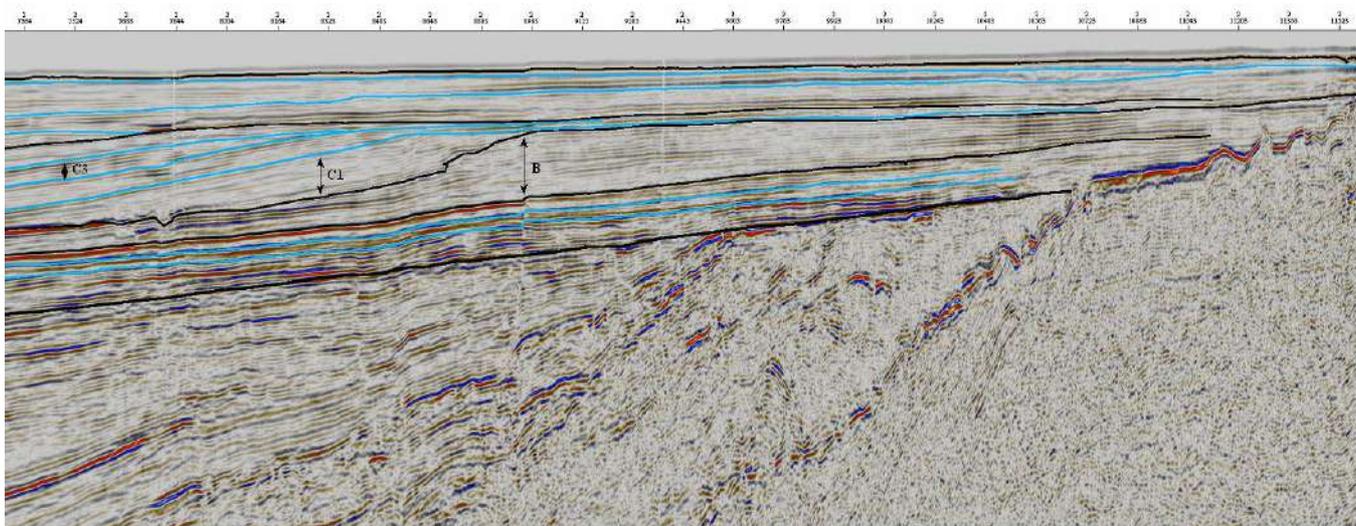
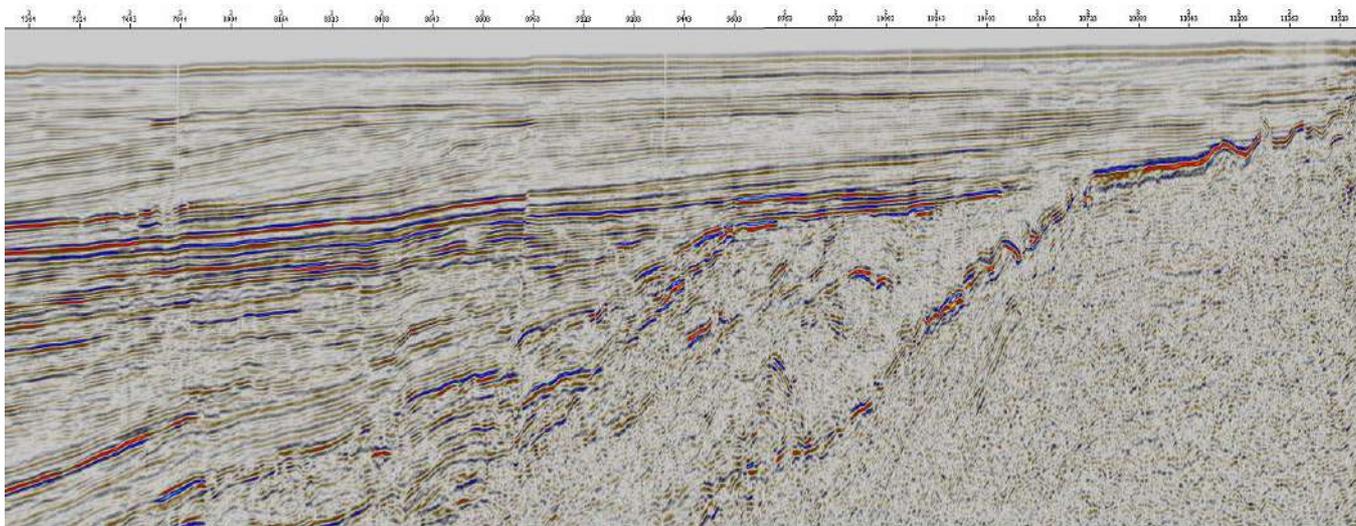


Figura 21: (a) Linha sísmica da bacia de Santos (D1), com exagero vertical de dez vezes, mostrando, em (b), as estruturas e unidades sísmicas interpretadas: I-Unidade Sísmica Embasamento, II-Unidade Sísmica Rift, III-Unidade Sísmica Sal, IV-Unidade Sísmica Margem Passiva Cretáceo, V-Unidade Sísmica Margem Passiva Cenozóico.





(a) Imagem ampliada da porção cenozóica da linha sísmica reproduzida na figura 21 (linha D1), mostrando, em (b), os quatro conjuntos de sismosseqüências (A, B, C e D, limitados pelas linhas pretas) subdivididos em quatorze sismosseqüências

## 6.2 ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA NA PLATAFORMA CONTINENTAL

Foram identificadas cinco unidades sísmicas referentes às diferentes fases de evolução tectono-sedimentar por qual passou a bacia. Elas foram denominadas por Unidade Sísmica Embasamento, Unidade Sísmica *Rift*, Unidade Sísmica Sal, Unidade Sísmica Margem Passiva Cretáceo e Unidade Sísmica Margem Passiva Cenozóico, sendo melhor detalhadas adiante. O reconhecimento foi possível através da identificação de notáveis marcos estratigráficos, importantes por separar contextos evolutivos distintos e dar um valor cronoestratigráfico às seções.

Em paralelo a isso, foram interpretadas feições estruturais afetando estas unidades, tais com falhas, dobras e domos de sal. Elas são relativas aos diferentes estilos estruturais por qual passou a bacia durante sua evolução.

A Unidade Sísmica Embasamento corresponde às rochas do embasamento da bacia, as quais nem sempre apresentam resolução sísmica adequada à interpretação. Apesar disso, foi possível observar os aspectos estruturais que afetam essa unidade sísmica, principalmente na região da linha de charneira da bacia, onde o Cenozóico se encontra diretamente sobre o embasamento (figura 21). Esta unidade sísmica é definida pelo padrão caótico dos seus refletores, falhados em dominó, sendo estas falhas predominantemente sintéticas, levemente basculadas em direção ao continente (direção de mergulho do assoalho), em forma de *hemi-gabrens* (figura 21). Os aspectos estruturais descritos estão relacionados à fase *rift* (da bacia). Sua única feição mapeável na área é a Charneira de Santos, linha que limita a sedimentação do Cretáceo da região onde o embasamento aparece diretamente sob o Cenozóico, e esta é bem marcada na linha sísmica (figuras 23 e 28).

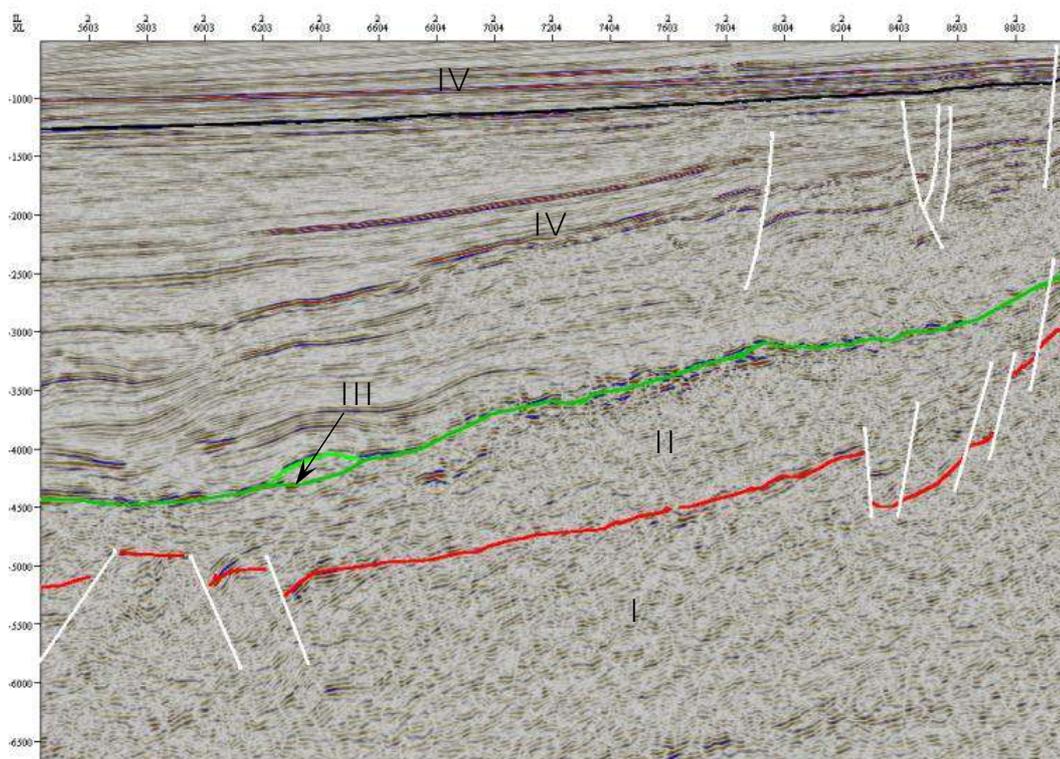


Figura 23: Imagem ampliada da linha sísmica D1 da bacia de Santos, mostrando as Unidades Sísmicas interpretadas, seus padrões estruturais, e fácies sísmicas características. I- Unidade Sísmica Embasamento, II- Unidade Sísmica Rift, III- Unidade Sísmica Sal, IV- Unidade Sísmica Margem Passiva Cretáceo, V- Unidade Sísmica Margem Passiva Cenozóico.

A Unidade Sísmica *Rift* é representada por um conjunto de refletores com padrão de configuração caótico, e por vezes pôde-se notar que este arranjo passava de subparalelo a ondulado, disposto sobre os blocos basculados do embasamento (figuras 23 e 21). Esta unidade sísmica associa-se à deposição de sedimentos ainda controlada pelas grandes falhas geradas ou reativadas nesse estágio, que caracterizam essa fase de evolução.

A Unidade Sísmica *Sal* representa um conjunto de rochas evaporíticas, relacionadas à fase transicional da bacia, sobrepostas diretamente à Unidade Sísmica *Rift*. Possui refletores bem marcados, com geometrias características, em formas distintas e peculiares, relacionadas à halocinese, tais como “almofadas de sal”, domos, etc. (figura 21). Dada sua distribuição, forma e posição estratigráfica inconfundíveis, constitui excelente marcador cronoestratigráfico para a interpretação sísmica. Seu padrão de configuração de fácies sísmicas pode ser classificado como caótico a subparalelo e é responsável, devido às suas propriedades físicas, por deformar as camadas subjacentes, o que pode ser visto nitidamente

nas linhas interpretadas (figura 24). Foi interpretada uma série de falhas, predominantemente normais, as quais se supõe, na sua grande maioria, ser geradas pela movimentação do sal. A halocinese gera falhas lítricas, muito presentes nas linhas interpretadas. Essas estruturas começam na Unidade Sal, que funciona como zona de descolamento, com inclinação bem suave, e terminam “verticalizadas”, perturbando o arranjo dos refletores sobrejacentes (figura 21).

Impondo seu estilo estrutural desde a deposição dos primeiros sedimentos sobrejacentes a esta unidade sísmica, a tectônica do sal, como pôde se observar nas linhas interpretadas, mostrou-se atuante durante toda evolução da bacia. Isso fica bem marcado quando se percebe estruturas deformando até mesmo sedimentos mais recentes (Neógeno) e ainda o fundo marinho (figuras 25, 26 e 27).

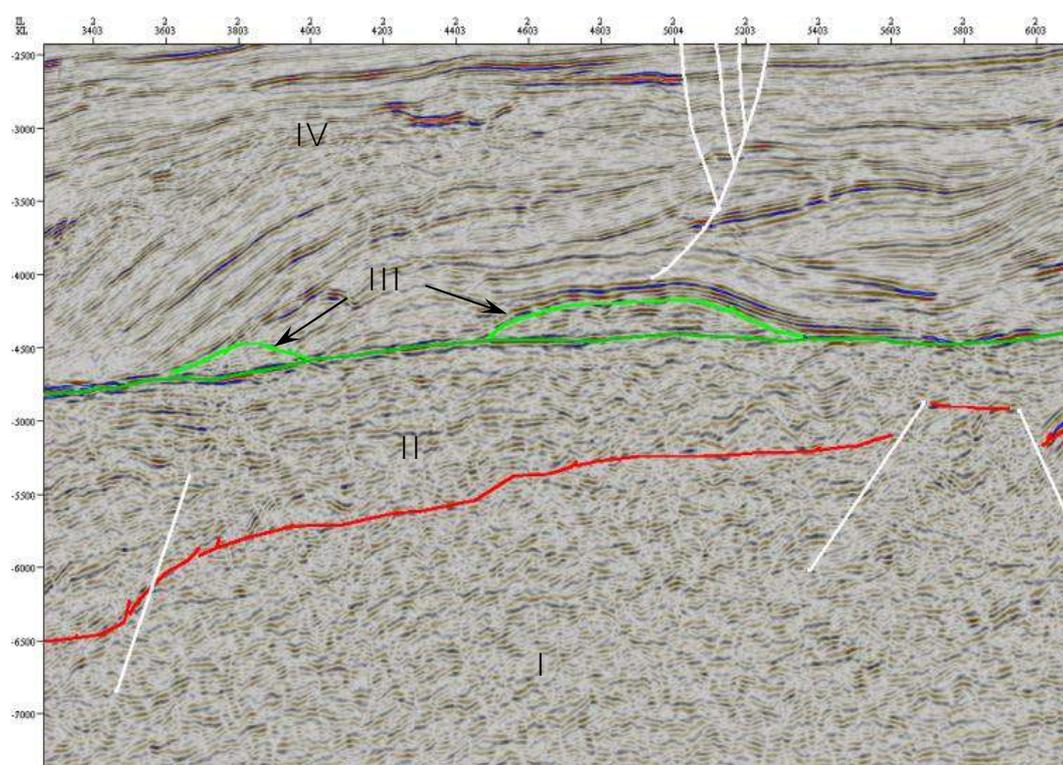


Figura 24: Imagem ampliada da linha sísmica D1, exibindo almofadas de sal e conseqüente deformação das camadas sobrejacentes. I-Unidade Sísmica Embasamento, II-Unidade Sísmica Rift, III-Unidade Sísmica Sal, IV-Unidade Sísmica Margem Passiva Cretácea.

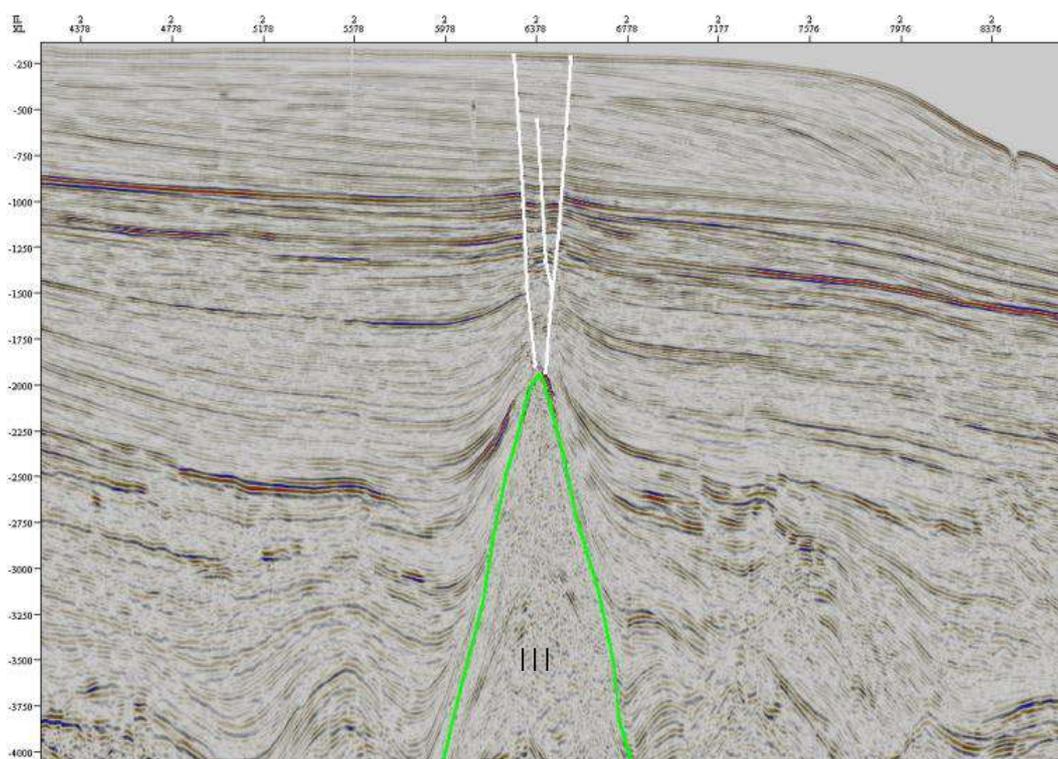


Figura 25: Imagem ampliada da linha sísmica D2, mostrando domo de sal e estruturas que afetam até os sedimentos mais rasos da bacia. III-Unidade Sísmica Sal.

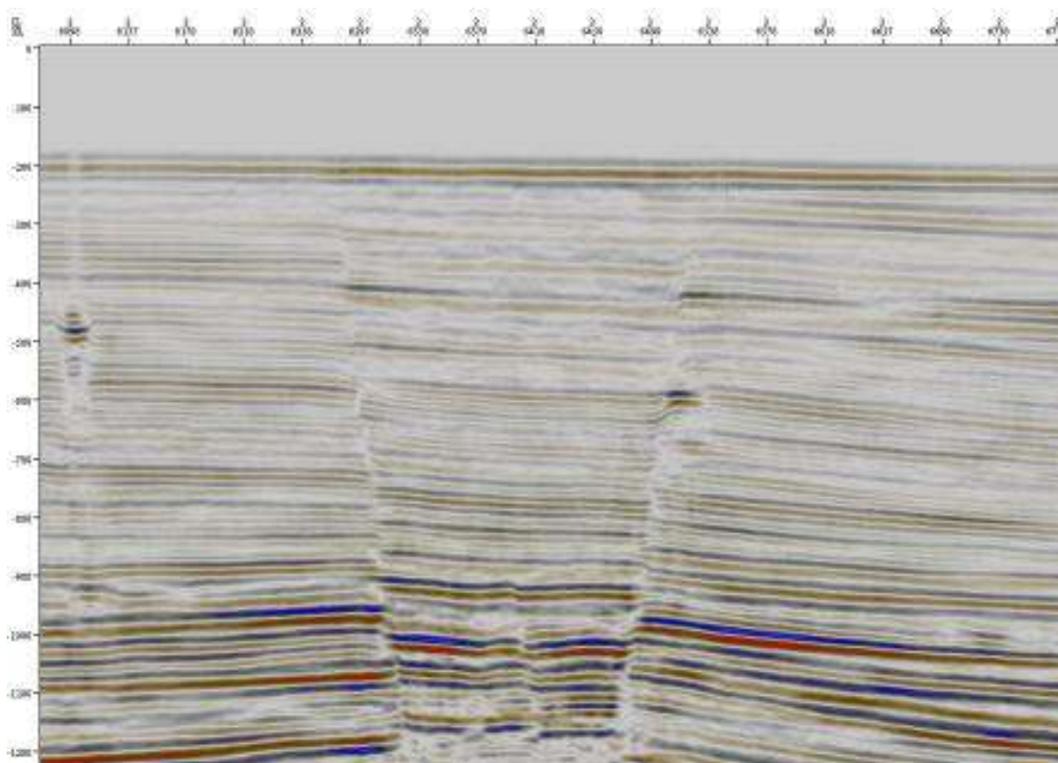


Figura 26: Imagem ampliada, sem interpretação, da parte superior das mesmas estruturas mostradas na figura 24 (linha sísmica D2).

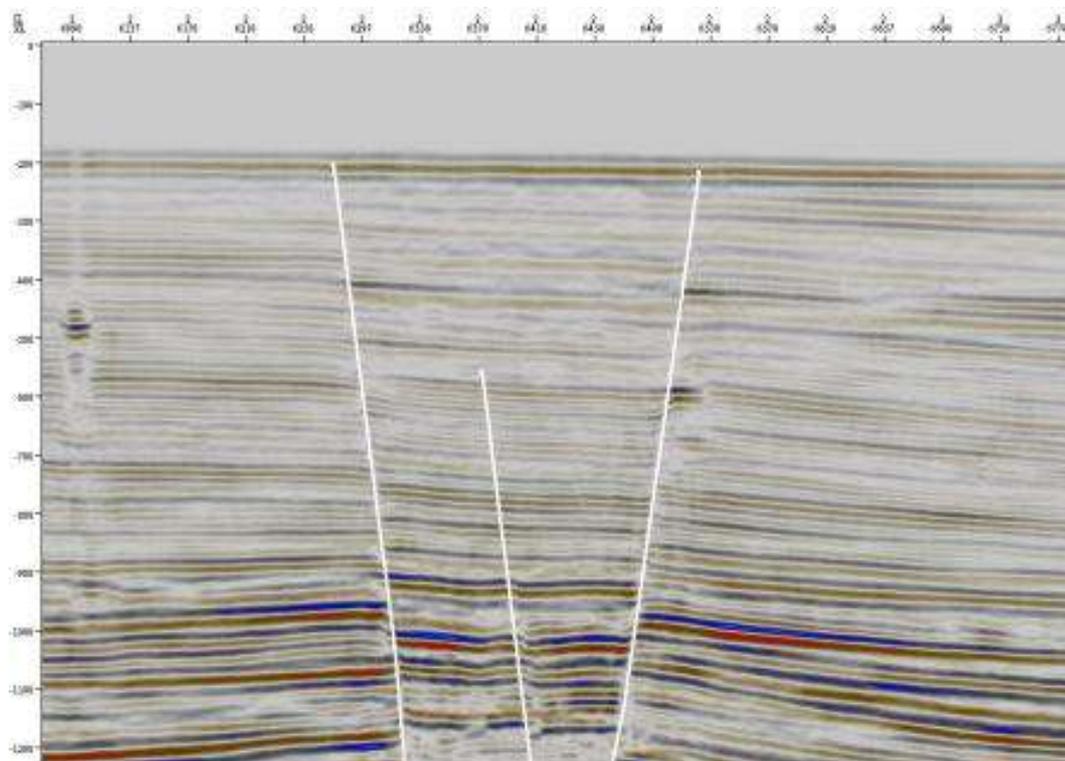


Figura 27: Interpretação das estruturas mostradas na figura 25 (linha sísmica D2).

A Unidade Sísmica Margem Passiva Cretáceo está limitada, na base, ora pelo topo da Unidade Sísmica Sal, ora pela sua superfície de descolamento. Lateralmente, termina contra o embasamento (figura 21), a Norte/Noroeste (NNW), evidenciando, assim, a linha de charneira da bacia (Charneira de Santos), limitando a região onde o Cenozóico está diretamente sobre o embasamento (figura 28). Esta unidade sísmica é formada por um conjunto de refletores dispostos, no todo, paralelamente, apresentando um padrão de fácies sísmicas que varia de subparalela a ondulada (figuras 21 e 24). Mostra-se muito afetada pela dinâmica do sal, tanto pela suas falhas como pelos padrões de dobramento afetando seus refletores. Eles se mostram levemente inclinados, mergulhando em direção à bacia.

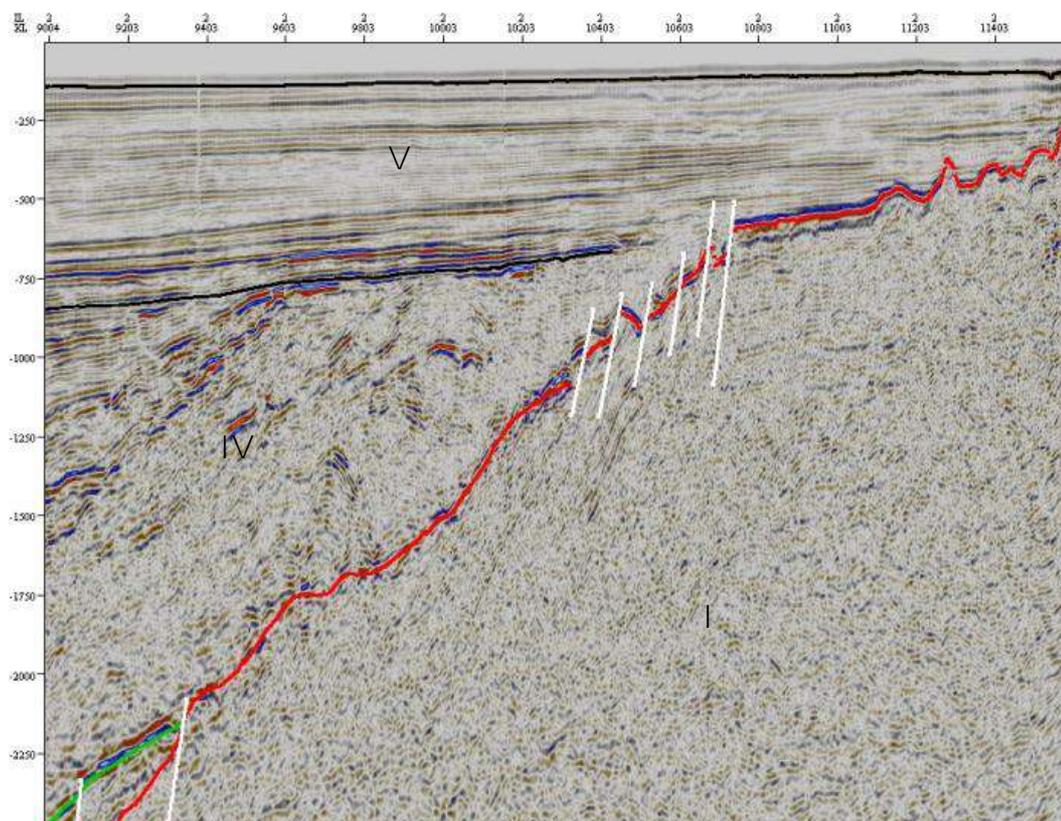


Figura 28: Imagem ampliada da linha sísmica D1, evidenciando a linha de charneira da bacia (Charneira de Santos). I-Unidade Sísmica Embasamento, IV-Unidade Sísmica Margem Passiva Cretáceo, V-Unidade Sísmica Margem Passiva Cenozóico.

A Unidade Sísmica Margem Passiva Cenozóico é representada pelo padrão paralelo dos seus refletores, na porção proximal, apresentando fortes progradações na região da quebra do talude atual (figura 29). Destaca-se pela aparente concordância de seus estratos, mostrando, assim, padrão de fácies sísmica destoante das demais unidades. Seu limite inferior é definido pela discordância K-T (Cretáceo-Terciário), sendo esta indicada pela linha de charneira da bacia. Seu limite superior é constituído pelo atual fundo marinho.

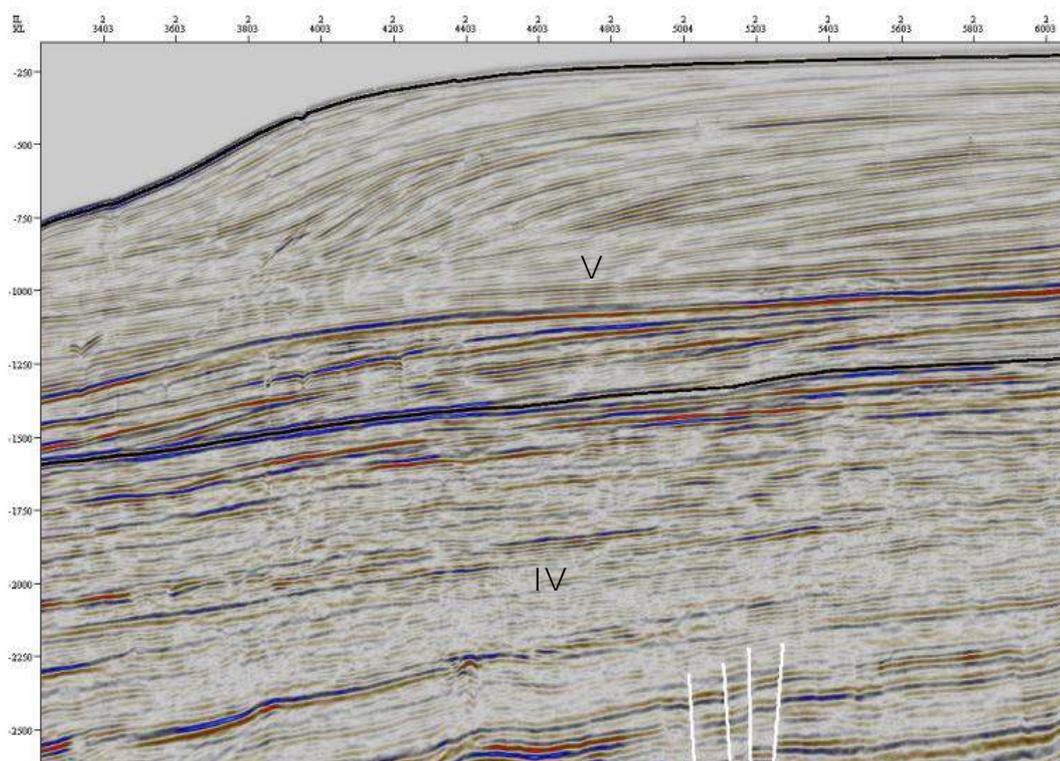


Figura 29: *Imagem ampliada da linha sísmica D1 na região da quebra da plataforma atual, exibindo as fortes progradções da Unidade Sísmica Margem Passiva Cenozóico. IV-Unidade Sísmica Margem Passiva Cretáceo, V-Unidade Sísmica Margem Passiva Cenozóico.*

Esta unidade é o objetivo principal deste estudo e terá descrição mais detalhada nos itens que se seguem.

### 6.3 ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA DO CENOZÓICO DA BACIA

Utilizando-se dos conceitos de sismoestratigrafia, discutidos anteriormente (capítulo 4), puderam ser delineados 4 conjuntos de sismossequências e individualizadas 14 sismossequências (figura 22), as quais serão detalhadas adiante.

### 6.3.1 Conjunto de sismossequências A

Esse conjunto de sismossequências tem como base a superfície interpretada como a descontinuidade entre o topo do Cretáceo e base do Cenozóico, o chamado “Limite K-T”, o qual se estende para o continente através da descontinuidade entre o Embasamento e Cenozóico. Seu topo é assinalado por forte refletor de caráter regional, bem marcado em toda sua extensão e em todas linhas analisadas. Este refletor foi associado ao Marco Azul (Oligoceno) por suas características físicas e posição estratigráfica, representando um máximo de inundação (figura 22).

Seus refletores descrevem *downlaps* nas partes mais distais e *onlaps* sobre o embasamento após a linha de charneira, em direção ao continente (figura 31). Sua espessura não varia muito, tendo em torno de 200ms (tempo duplo, correspondendo a, aproximadamente, 150 metros de sedimento se considerarmos uma velocidade de 1500m/s), espessando na região da quebra da plataforma, onde chega a ter até 300ms, e adelgaçando novamente em direção a *offshore*.

Em sua porção mais proximal, o conjunto de sismossequências A apresenta padrão de configuração de fácies sísmica paralela, variando de regular a subparalela; em suas porções mais distais, apresenta formas marcantes descrevendo progradações, caracterizando, um padrão de fácies sísmica sigmoidal (figura 30).

Duas superfícies dividem o conjunto sísmico A em três sismossequências, A1, A2 e A3, segundo os seguintes padrões de terminação: *toplaps* da sismossequência A1 e *onlaps* da A2 nas porções médias e distais, marcam a primeira superfície; *onlaps* da A3 nas porções mais distais marcam a segunda superfície (figura 31). A três sismossequências têm características muito semelhantes, destoando principalmente quanto às terminações de seus refletores. O padrão de fácies sísmica é o sigmoidal e é evidenciado pelas fortes progradações das três sismossequências (figuras 22 e 30).

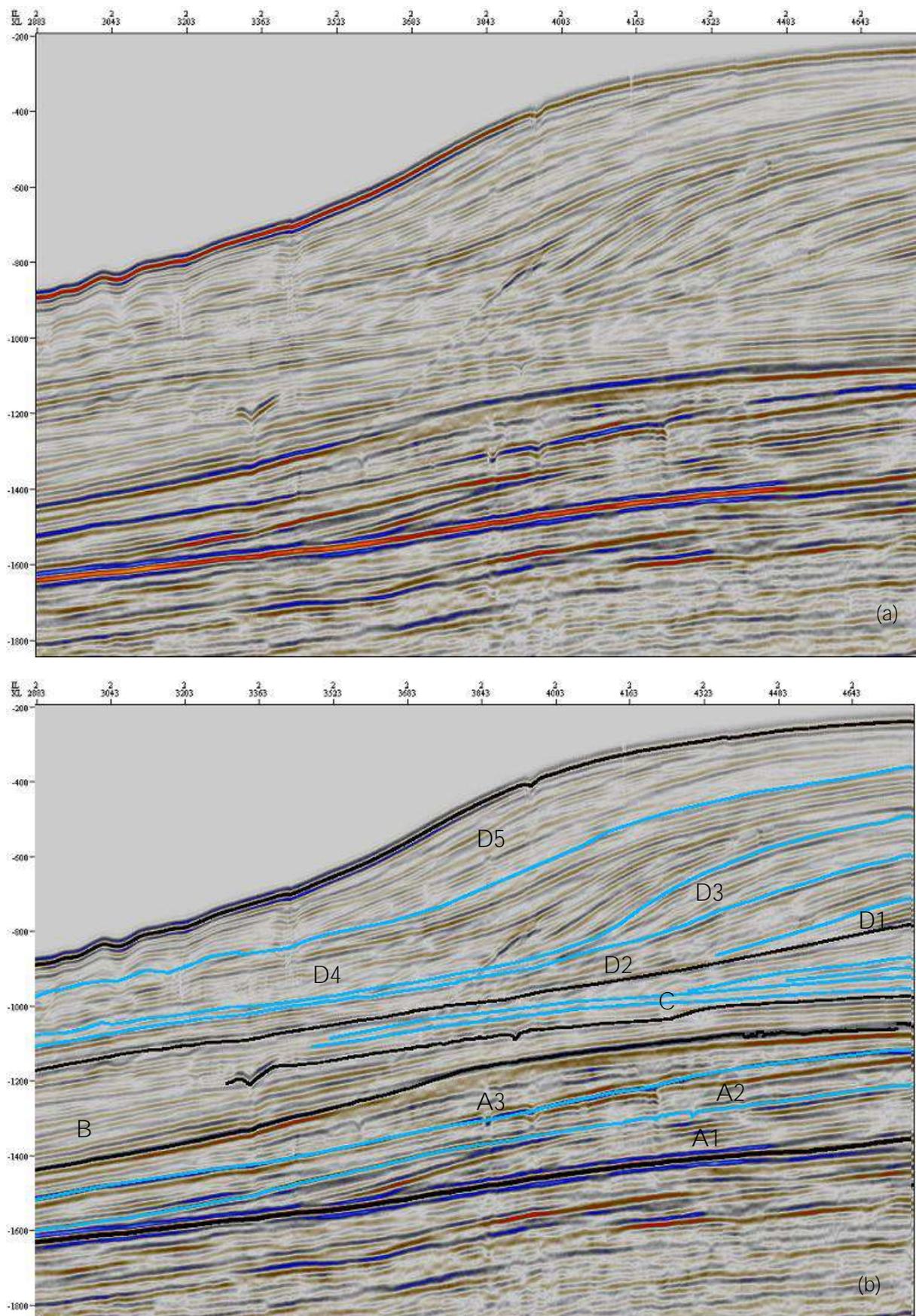
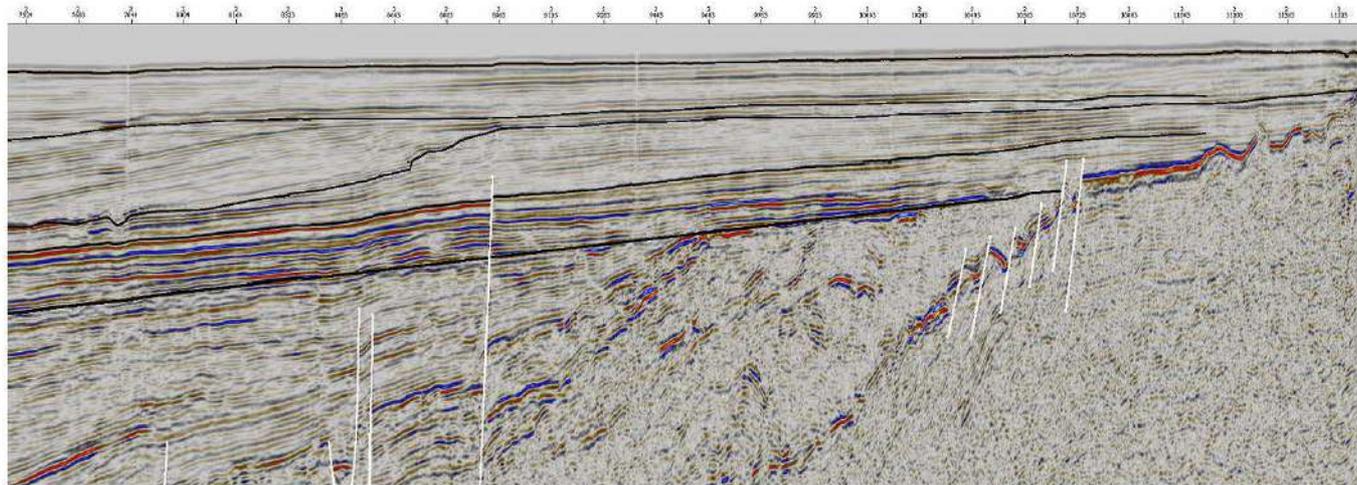
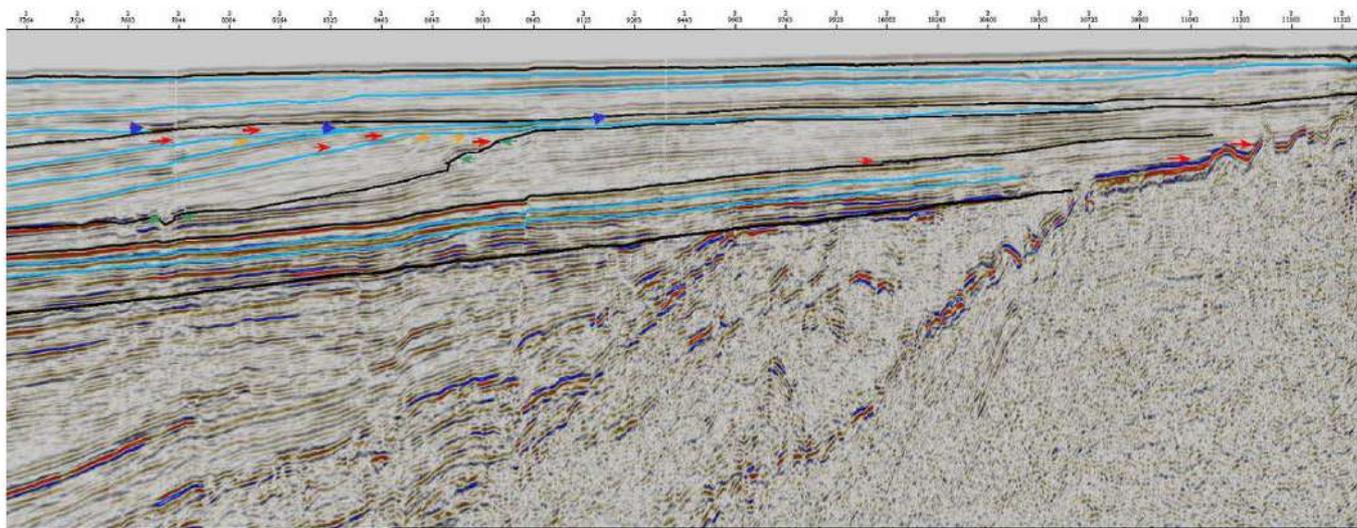


Figura 30: (a) Imagem ampliada da linha sísmica D1 na região das fortes progradações do conjunto sísmico A, mais abaixo e do conjunto sísmico D, acima, e em (b), sua interpretação.



### 6.3.2 Conjunto de sismossequências B

Esse conjunto de sismossequências é representado pela sismossequência B1. Ela é limitada, na base, pelo refletor regional, descrito anteriormente, interpretado como sendo o Marco Azul; no topo, limita-se por uma superfície sísmica um tanto irregular, apresentando o que se assemelha a feições de escavação (figura 32), interpretada com um truncamento erosivo (figura 22).

Seus refletores estão dispostos, no todo, paralelamente, terminando em *onlaps* na sua porção proximal contra a base da superfície que a delimita e em *downlaps* na porção intermediária (figura 31). Contra sua superfície limítrofe de topo, como pode ser bem observado em algumas porções, termina em truncamento erosivo (figuras 31 e 32).

Sua geometria externa pode ser caracterizada como lenticular. Mostra pacotes mais espessos e direção à costa, com cerca de 250ms, uma zona intermediária mais delgada, com pacotes variando de 80 a 100ms, e, mais adiante, novamente um espessamento para 150ms.

### 6.3.3 Conjunto de sismossequências C

O conjunto de sismossequências C é limitado, na base, uma superfície, descrita anteriormente, interpretada como erosiva, sobre a qual os refletores descrevem terminações em *onlaps* e *downlaps*. Acima, limita-se por uma superfície sísmica bem marcada tanto pelos *toplaps*, como pelos *onlaps* e *downlaps* dos refletores do conjunto de sismossequências D (figuras 22 e 31).

No geral, o conjunto de sismossequências C apresenta fácies sísmica progradante, e seus refletores internos exibem uma característica concavidade voltada para cima, destoando do restante dos conjuntos (figura 22). Sua geometria é lenticular. Ele começa com espessura inferior a 50ms, mais a *offshore* sofre um espessamento, passando a ter até 400ms, depois novamente sofre um adelgaçamento, antes da quebra da plataforma, passando a ter em torno de 50ms.

Quatro superfícies sísmicas dividem este conjunto em cinco sismossequências. A primeira é marcada pelas terminações *toplaps* da sismossequência C1 e *onlaps* e *downlaps* da C2; a segunda por *onlaps* e *downlaps* da C3, C4 e C5; a terceira é evidenciada pelos *onlaps* e *downlaps* da C4; e, por fim, a quarta superfície sísmica é marcada pelos *onlaps* e *downlaps* da C5 (figura 31).

A sismossequência C1 possui refletores dispostos de maneira a lhe atribuir um padrão de fácies sísmica progradante oblíquo tangencial; este é marcante principalmente na parte mais proximal da linha. Possui terminação superior dos seus refletores em *toplaps* na porção mais proximal, e inferior em *onlaps* contra a quebra da superfície “erosiva” e *downlaps* mais para dentro da bacia (figura 31). Ela se estende por praticamente toda a linha, espessa rapidamente no começo, atingindo 150ms, e depois sofre rápido adelgaçamento para *offshore*, onde alcança espessuras que chegam no máximo a 50ms.

A sismossequência C2 também se estende por toda a linha, embora a escala e resolução sísmica não permitam acompanhá-la muito para dentro da bacia, região onde fica cada vez menos espessa, dificultando sua interpretação. Possui padrão de sismofácies complexo sigmoidal oblíquo. Seus refletores descrevem *onlaps* em suas porções mais proximais sobre sua superfície limítrofe inferior e *downlaps* mais para dentro da bacia (figura 31). Sua espessura não varia muito. Na região mais proximal não chega a 20ms, depois sofre um

espessamento, atingindo até 80ms, e posteriormente adelgaça e termina próxima à região da quebra da plataforma.

A sismossequência C3 é relativamente curta. Começa contra a C2, próximo da quebra da superfície “erosiva” e termina também contra a C2 antes da região da quebra da plataforma. Seus refletores mostram um padrão de fácies sísmica sigmoidal, descrevendo *onlaps* e *downlaps* contra sua superfície limítrofe inferior e *toplaps* contra a superior (figura 31). Possui cerca de 80ms na porção mais espessa.

A sismossequência C4 se estende desde a quebra da superfície erosiva, “*onlapando*” contra C3, até próximo à região da quebra da plataforma, onde termina em *downlap* contra a superfície que limita também a C3. Seus refletores descrevem um padrão sigmoidal, tendo espessuras que variam de 90ms nas porções mais espessas até espessuras menores que 20ms nas porções mais proximais, e terminam em *onlaps* e *downlaps* contra a sua base (figura 31).

A sismossequência C5 começa na porção mediana da linha, contra a superfície limítrofe superior do Conjunto de Sismossequências C (limite dos conjuntos de sismossequências C e D), e termina em *downlap* contra a C2 antes da região da quebra da plataforma. Seus refletores descrevem um padrão sigmoidal, tendo espessuras que chegam a até 100ms em suas porções mais espessas, e terminam em *onlaps* e *downlaps* contra a sua base (figura 31).

#### 6.3.4 Conjunto de sismossequências D

O conjunto de sismossequências D tem como limite inferior a superfície sísmica bem marcada pelos *onlaps* e *downlaps* dos refletores relativos às sismossequências D1 e D2 (D1 e D2), apontando uma progradação na região. Tem como limite superior o atual fundo marinho,

o que faz com que sua forma sigmoidal dê uma inclinação leve para a plataforma e talude atuais (figuras 22 e 33).

Seus refletores internos lhe conferem um padrão de fácies sísmica progradante bem marcado nas linhas D1 e D2, e apresentam característica convexa para cima. Sua geometria é lenticular, com espessura de aproximadamente 150ms nas regiões mais proximais; depois sofre um espessamento até a região da quebra da plataforma, passando a ter até 600ms nessa região; e, posteriormente, sofre um rápido adelgaçamento, passando a ter em torno de 200ms e continuando a adelgaçar bacia adentro (figura 22).

Quatro superfícies sísmicas dividem este conjunto em cinco sismossequências (D1, D2, D3, D4, D5). As três primeiras superfícies são marcadas pelas terminações em *onlaps* das D2, D3 e D4 consecutivamente. Dessas três, apenas a segunda superfície apresenta continuação por toda a linha; a primeira e a terceira superfícies terminam em *onlap* contra as suas superfícies subjacentes antes da região da quebra da plataforma, em direção ao continente. A quarta superfície sísmica dentro deste conjunto é marcada pelas terminações em *onlaps* e *downlaps* da D5; esta é bem marcada e se estende por praticamente toda a linha (figura 31).

As sismossequências D1, D2, D3 e D4 caracterizam quatro progradações distintas na região da quebra da plataforma, o qual lhes atribuí um padrão de fácies sísmica sigmoidal (figura 30). Elas são individualizadas pelas três primeiras superfícies descritas acima, que, por sua vez, foram apontadas pelas terminações em *onlap* e *downlap* dos refletores das sismossequências sobrejacentes. Dessas, apenas as sismossequências D2 e D4 possuem continuidade por praticamente toda a linha. Ambas possuem espessuras parecidas; começam mais delgadas, têm um relativo espessamento na região da progradação e posteriormente voltam a se adelgaçar.

A sismossequência D5 possui refletores internos que descrevem padrões de terminação em *downlaps* bem definidos sobre sua superfície limítrofe na região do talude, além de

descrever *onlaps* tanto na região do talude, como em direção ao continente (figura 31), apresentando uma geometria convexa (voltada para cima). Possui padrão de fácies sísmica sigmoidal. Sua espessura é de aproximadamente 20ms perto da costa, aumentando para 200ms na região do talude, diminuindo novamente em direção à bacia, até acunhar em uma zona de menor espessura.

## 7 CONCLUSÕES

A amarração cronoestratigráfica para os principais marcos estratigráficos identificados nas linhas sísmicas estudadas, representados por superfícies sísmicas conspícuas, permitiu, de forma relativamente consistente, uma aproximação da história de evolução da bacia.

O padrão de terminação dos refletores mostrado na figura 31 documenta uma grande quantidade de regressões forçadas relativas à porção cenozóica da bacia. Estas regressões são indicativas de rebaixamentos relativos do nível do mar e apontam para a existência de uma série de seqüências deposicionais (seqüências de 3<sup>a</sup> ordem), que, por falta de resolução sísmica, não puderam ser delimitadas. Apesar disso, foram tentativamente delineados três ciclos estratigráficos de 2<sup>a</sup> ordem (superciclos de 2<sup>a</sup> ordem, segundo Vail *et al.*, 1977), que puderam ser relacionados aos diferentes conjuntos de sismosseqüências e, de acordo com sua arquitetura deposicional, associados a situações distintas de variação relativa do nível do mar.

Na base do intervalo cenozóico, está a superfície associada ao limite Cretáceo-Terciário, representando uma discordância do tipo I, por estar relacionada a uma brusca variação do nível do mar, como mostra a carta de Vail (1977 - figura 33), expondo grande parte da plataforma. Esta superfície assinala a base do primeiro ciclo estratigráfico de 2<sup>a</sup> ordem identificado para o Cenozóico da bacia, compreendendo os conjuntos de sismosseqüências A

e B, limitados entre si por uma superfície estratigráfica que foi interpretada como um marco de inundação máxima, o Marco Azul. Desta maneira, o conjunto de sismossequências A estaria relacionado a um intervalo de subida relativa do nível do mar, enquanto que o conjunto de sismossequências B corresponderia a um intervalo de nível de mar alto. Este ciclo estratigráfico de 2ª ordem é limitado, no topo, por uma pronunciada superfície discordante, interpretada como sendo outra discordância do tipo I.

O segundo ciclo estratigráfico de 2ª ordem interpretado para o Cenozóico da bacia constitui-se pelos conjuntos de sismossequências C e D, sendo limitado na sua base pela discordância mencionada no parágrafo anterior, que pode ser associada ao grande rebaixamento do nível do mar no Oligoceno (figura 33). Sotoposto a esta superfície encontra-se o conjunto de sismossequências C, relacionado a um intervalo de subida relativa do nível do mar, enquanto que as sismossequências D1, D2, D3 e D4 indicam um nível relativo de mar alto, encerrando este segundo ciclo estratigráfico de 2ª ordem.

Separando as sismossequências D4 e D5, foi interpretada uma discordância do tipo II, pois está associada ao deslocamento do *onlap* costeiro bacia adentro, não apresentando feições de escavação. Esta discordância limita, na base, o terceiro ciclo estratigráfico de 2ª ordem interpretado, compreendendo a sismossequência D5, relacionada a um intervalo de nível relativo do mar baixo.

A discordância mais pronunciada nas seções sísmicas analisadas, no limite entre os conjuntos sísmicos B e C, indica a grande queda do nível do mar no Cenozóico, marcada no Oligoceno, associando-se à fase de deposição dos principais depósitos turbidíticos da bacia de Santos.

Foram interpretadas duas superfícies relacionadas a máximos de inundação: a primeira separando os conjuntos de sismossequências A e B, representada pelo Marco Azul; e a segunda separando os conjuntos de sismossequências C e D. Fortes progradações durante

intervalos de elevação do nível do mar são representados pelos conjuntos de sismossequências A e C, documentando o elevado aporte sedimentar para a bacia durante o Eoceno-Oligoceno. Segundo Ferrari *et al.* (1991), isso se deve a um continuado soerguimento na borda da bacia desde o Eocretáceo, que persistiu até o final do Oligoceno.

Através da correlação entre os ciclos estratigráficos de 2ª ordem interpretados e a curva do *onlap* costeiro proposta por Vail (1977), foi possível estabelecer sua equivalência com os superciclos de 2ª ordem de Vail, como mostra a figura 33, além de permitir comparar as idades relativas obtidas para os principais eventos cenozóicos da bacia. Foi possível correlacionar, também, os ciclos estratigráficos de 2ª ordem com as seqüências deposicionais propostas por Pereira & Feijó (1994) para o Cenozóico da bacia de Santos, onde o primeiro ciclo estratigráfico corresponderia a T20-T40, o segundo a T40-T60 e o terceiro a T60.

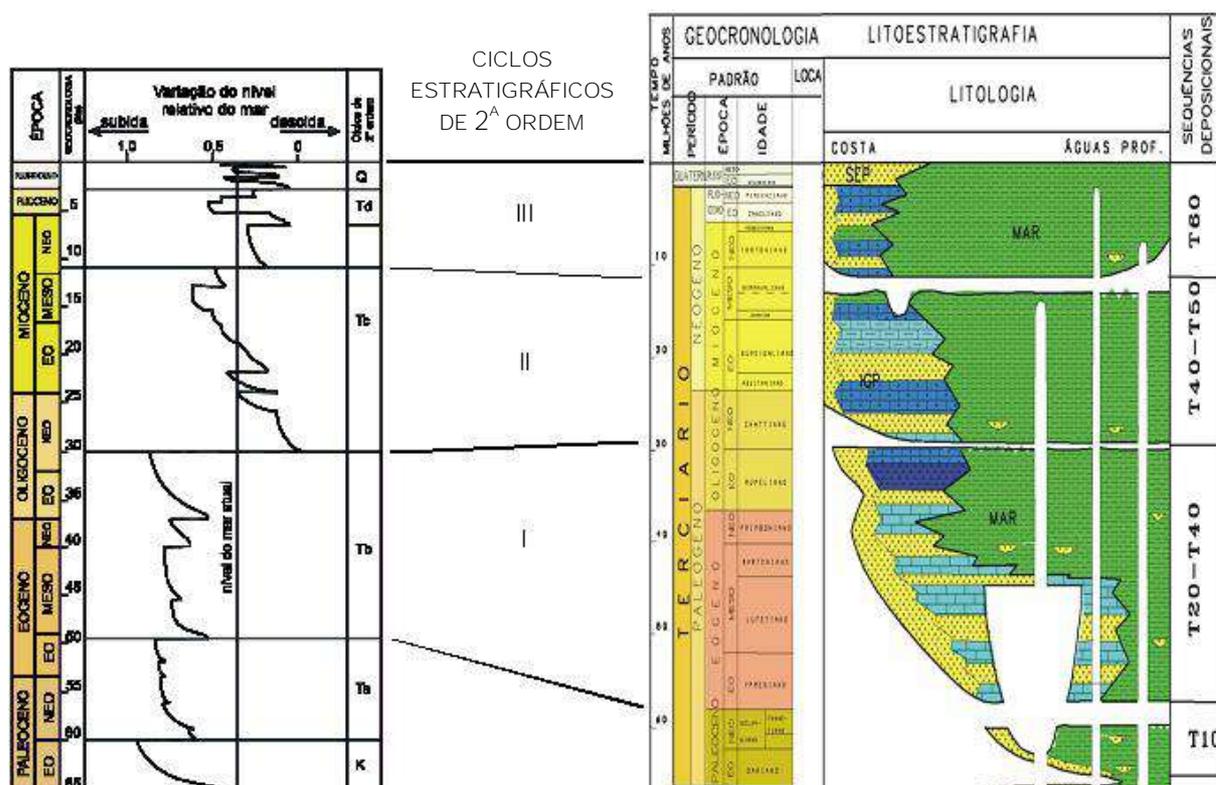


Figura 33: Figura comparativa mostrando a correlação entre os ciclos estratigráficos de 2ª ordem interpretados no presente estudo e aqueles propostos por Vail (1977) e as seqüências deposicionais definidas por Pereira & Feijó (1994) para o Cenozóico da bacia de Santos.

## 8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, *DNPM-DGM, Boletim*, 241-36.
- Almeida, F.F.M. 1976. The system of continental rift bordering the Santos basin, Brazil. *An Acad. Brasil. Ciênc.*, 48 (Supl.): 15-26.
- Asmus, H.E. 1975. Controle estrutural da deposição mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(3):160-175.
- Ferrari, A.L.; Silva, A.; Alves, E.C. 1991. Evolução tectônica da Serra do Mar: integração de dados das bacias marginais e do continente. *In Simpósio de Geologia do Sudeste*, 2, São Paulo. *Atas...São Paulo, SBG/SP-RJ*, v.1, p.465-466.
- Gamboa, L.A.P.; Esteves, F.R.; Shimabukuro, S.; Carminatti, M.; Pires, W.E.; Cruz, C.E.S. 1986. Evidências de variações de nível do mar durante o Oligoceno e suas implicações faciológicas. *In Congresso Brasileiro de Geologia*, 34, Goiânia, v1, p.8-13.
- Heilbron, M.; Pedrosa Soares, A.C.; Neto, M.C.C.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J.; Janasi, V.A. 2004. Província Mantiqueira. *In Mantesso neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R; Brito Neves, B.B (Org.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flavio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p.203-234.
- Macedo, J.M. 1989. Evolução tectônica da bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, .3(3):159-173.
- Mitchum Jr, R.M.; Vail, P.R.; Thompson III, S. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. AAPG, 53-62 (Memoir #26).
- Mohriak, W.U. 2004. Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozóico-cenozóica da América do Sul. *In Mantesso neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R; Brito Neves, B.B (Org.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p.293-318.
- Moreira, J.L.P. & Carminatti, M. 2004. Sistemas deposicionais de talude e de bacia no Eoceno da Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 12(1): 73-87.
- Payton, C.E. 1977. *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. AAPG, 516p. (Memoir #26).
- Pereira, M.J.; Barbosa, C.M.; Agra, J.; Gomes, J.B.; Aranha, L.G.F.; Saito, M.; Ramos, M.A.; Carvalho, M.D.; Stamato, M.; Bagni, O. 1986. Estratigrafia da bacia de Santos: análise das seqüências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. *In Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Goiânia, Goiás. *Anais...Goiânia, Petrobrás/RJ*, v.1, p.65-71.
- Pereira, M.J. & Feijó, F. 1994. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 8(1): 219-234.
- Riccomini, C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 256p.
- Riccomini, 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 (Org.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p.383-405.
- Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.A.; Asmus, H.E. 1984. *Geologia do Brasil*. MME/DNPM, Brasília, 501p.

- Severiano Ribeiro, H.J.P. 2001. *In* Severiano Ribeiro, H.J.P (ed.). *Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, RS, Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos, p. 73-134.
- Vail, P.R. & Mitchum Jr, R.M. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 1: Overview. *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. AAPG, 51-52 (Memoir #26).
- Vail, P.R.; Mitchum Jr, R.M.; Thompson, S. III. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. AAPG, 63-81 (Memoir #26).