Daniel Pavani Vicente Alves

A evolução sedimentar do Canal de São Sebastião, no litoral norte do
estado de São Paulo, estudada a partir de uma abordagem
sismoestratigráfica

Versão corrigida

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Ciências, área de Oceanografia Geológica.

Orientador: Prof. Dr. Michel Michaelovitch
de Mahiques

São Paulo

2012

Universidade de São Paulo

Instituto Oceanográfico

A evolução sedimentar do Canal de São Sebastião, no litoral norte do
estado de São Paulo, estudada a partir de uma abordagem
sismoestratigráfica

Versão corrigida

Daniel Pavani Vicente Alves

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de
São Paulo, como parte dos requisitos para a obtenção do título de
Mestre em Ciências, área de Oceanografia Geológica.

Julgada em: ____/____/____

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

"Não me entrego sem lutar, tenho ainda coração

não aprendi a me render, que caia o inimigo então

Tudo passa, tudo passará

E nossa história não estará, pelo avesso assim, sem final feliz

Teremos coisas bonitas pra contar

E até lá, vamos viver, temos muito ainda por fazer

Não olhe pra trás, apenas começamos

O mundo começa agora

Apenas começamos."

Renato Russo

Conteúdo

Agradecimentos	viii
Resumo	x
Abstract	xi
1 Introdução	1
1.1 Estratigrafia de sequências	4
1.1.1 Tratos de sistemas	5
1.1.2 Curva de <i>onlap</i> costeiro	7
2 Objetivos	10
3 Caracterização da área de estudo	11
3.1 Geomorfologia	11
3.2 O Canal de São Sebastião	13
3.3 Características sedimentares e oceanográficas	14
3.4 Variações do nível relativo do mar no Pleistoceno Superior	16
3.4.1 Variações eustáticas no Holoceno	19
3.4.2 Curva de variação do nível relativo do mar	21

4	Material e métodos	24
4.1	Sísmica marinha: Embasamento teórico	24
4.2	Levantamento	25
4.2.1	Processamento dos dados	28
4.3	Análise dos perfis	30
5	Resultados	32
5.1	Características tridimensionais das unidades sísmicas	39
6	Discussão	43
6.1	Hipótese 1: Unidades U1 e U2 formadas durante o Estágio Isotópico 5e	45
6.2	Hipótese 2: Unidade U2 formada durante o Estágio Isotópico 3	48
6.3	Evidências de tectônica Neoquaternária na região	52
6.4	Modelo evolutivo sedimentar para a Baía do Araçá	55
7	Conclusões	60
	Referências Bibliográficas	62
	Anexos - Perfis sísmicos	71

Lista de Figuras

1	Esquematisação dos tratos de sistemas segundo Posamentier e Vail, 1988.	6
2	Exemplo da curva de <i>onlap</i> costeiro conforme proposto por Vail <i>et al.</i> (1977). A queda do <i>onlap</i> (para a direita, na figura) está relacionado à recuo do nível relativo do mar; o avanço do <i>onlap</i> (para a esquerda, na figura) está relacionada à subida do nível relativo do mar.	8
3	Região do Araçá, no Canal de São Sebastião, no Litoral Norte de São Paulo, Brasil.	12
4	Curva do variação eustática com as oscilações de alta frequência refutadas pelos dados provenientes de corais, algas e vermitídeos. Modificada de Angulo <i>et al.</i> , 2006)	22
5	Curvas de variação eustática segundo diferentes autores, para os últimos 7 mil anos.	23
6	Curvas de variação eustática segundo diferentes autores, para os últimos 40 mil anos.	23
7	O levantamento sísmico foi realizado na Baía do Araçá; as linhas pretas representam o trajeto da embarcação e a localização de cada perfil sísmico.	26
8	O <i>boomer</i> é rebocado em um catamarã, junto a um hidrofone, também rebocado pela embarcação. Foto: Daniel Pavani.	27
9	No sistema MD DSS, <i>pinger</i> e <i>chirp</i> são montados na mesma estrutura, presa no bordo da embarcação. Foto: Daniel Pavani.	28
10	Esquema dos padrões de terminações de refletores em perfis sísmicos. Adaptado de Mitchum <i>et al.</i> , 1977.	30
11	Detalhe para a falha sísmica normal (em preto) indicada no perfil sísmico, bem como os refletores curvos e divergentes. Exagero vertical = 5.	33

- 12 Perfil sísmico 79041543 filtrado (acima) e interpretado (abaixo), mostrando as unidades sísmicas identificadas. Unidade U1, em roxo; Unidade U2, em amarelo; Unidade U3, em verde; Unidade U4, em rosa; Unidade U5, em laranja; e Unidade U6, em azul. Exagero vertical = 5. 35
- 13 Perfil sísmico 79041425 filtrado (acima) e interpretado (abaixo), mostrando as unidades sísmicas identificadas. Unidade U1, em roxo; Unidade U2, em amarelo; Unidade U3, em verde; Unidade U4, em rosa; Unidade U5, em laranja; e Unidade U6, em azul. Exagero vertical = 5. 36
- 14 Perfil sísmico 79041349 filtrado (acima) e interpretado (abaixo), mostrando as unidades sísmicas identificadas. Unidade U1, em roxo; Unidade U2, em amarelo; Unidade U3, em verde; Unidade U4, em rosa; Unidade U5, em laranja; e Unidade U6, em azul. Exagero vertical = 5. 37
- 15 Perfil sísmico 79041616 filtrado (acima) e interpretado (abaixo), mostrando as unidades sísmicas identificadas. Unidade U1, em roxo; Unidade U2, em amarelo; Unidade U3, em verde; Unidade U4, em rosa; Unidade U5, em laranja; e Unidade U6, em azul. Exagero vertical = 5. 38
- 16 Diferenças de intensidades dos refletores internos das Unidades U5 (em laranja) e U6, bem como a alta reflexão do embasamento (em vermelho). Exagero vertical = 5. 40
- 17 Refletores internos das Unidades U5 e U6 mais intensos, bem como o embasamento acústico, além da presença de pelo menos uma múltipla muito bem definida. Exagero vertical = 5. 41
- 18 Um dos perfis sísmicos estudados, mostrando claramente as seis unidades sísmicas propostas: U1 (roxo); U2, (amarelo); U3, (verde); U4 (rosa); U5 (laranja); e U6 (azul). Exagero vertical = 5. 44
- 19 Curva de variações eustáticas dos últimos 200 mil anos, adaptado de Hobbs *et al.*, 1998. 46

20	Posição de cada unidade sísmica proposta na Hipótese 1, com relação à curva de variação do nível do mar nos últimos 120 mil anos.	48
21	Posição de cada unidade sísmica proposta na Hipótese 2, com relação à curva de variação do nível do mar nos últimos 120 mil anos.	50
22	Detalhe de refletores de maior amplitude na região interna da unidade U5, que podem estar relacionados com os patamares de estabilização propostos por Corrêa, 1996. Exagero vertical = 5.	51
23	Perfil representando as unidades sísmicas definidas no trabalho, com atenção especial para a progradação da unidade U6 (azul) sobre a unidade U5 (laranja). Exagero vertical = 5.	53
24	Detalhe para os refletores divergentes presentes na unidade U2, nas proximidades da falha sísmica. Exagero vertical = 5.	54
25	Modelo do embasamento acústico da área estudada.	56
26	Fase 1 do modelo evolutivo, com a formação da unidade sísmica U1.	57
27	Fase 2 do modelo evolutivo, com a formação da unidade sísmica U2.	57
28	Fase 3 do modelo evolutivo, com a formação da unidade sísmica U3.	58
29	Fase 4 do modelo evolutivo, com a formação da unidade sísmica U4.	58
30	Fase 5 do modelo evolutivo, com a formação da unidade sísmica U5.	59
31	Fase 6 do modelo evolutivo, com a formação da unidade sísmica U6.	59
32	Perfil sísmico 79041246, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho: U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.	72
33	Perfil sísmico 79041256, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho: U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.	73

34	Perfil sísmico 79041304, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho: U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.	74
35	Perfil sísmico 79041316, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho: U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.	75
36	Perfil sísmico 79041325, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho: U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.	76
37	Perfil sísmico 79041402, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho: U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.	77
38	Perfil sísmico 79041412, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho: U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.	78
39	Perfil sísmico 79041435, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho: U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.	79
40	Perfil sísmico 79041448, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho: U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.	80
41	Perfil sísmico 79041627, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho: U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.	81
42	Perfil sísmico 79051051, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho: U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.	82
43	Perfil sísmico 79051121, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho: U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.	83

Lista de Tabelas

- 1 Escala de tempo dos ciclos estratigráficos e sua classificação em ordens, de acordo com Vail *et al.* (1977) (Adaptada de Mitchum e Van Wagoner, 1991) 9

Agradecimentos

Esta é ao mesmo tempo a parte mais fácil e mais difícil do trabalho; fácil, porque é a hora mais legal, de agradecer tanta gente que contribuiu para que estas folhas pudessem ser juntas aqui, agora. Mas é também difícil, porque é neste momento que todas as dificuldades no decorrer destes dois anos e meio voltam à tona.

Esta dissertação foi finalizada há poucas semanas, mas começou lá atrás, quando eu li no mural de notícias do IO que o (temido, até então) Prof. Michel precisava de um estagiário. Mas deixa pra lá, né, isso são *agradecimentos* e não a história da minha vida. Fato é que na hora que eu contei a meu pai que eu ia fazer isso da vida (leia-se: não ter dinheiro por um bom tempo), não tive outra coisa que não apoio. E é a ele, que já está num lugar melhor que todos nós, a quem ofereço este trabalho e, sobretudo, agradeço.

Minha mãe que da mesma forma me apoiou; que viu seu filho saindo todos os dias às 5 horas da manhã de São Bernardo pra chegar na USP no horário da aula; que aturou o mau humor de época de provas e que sempre contou pra todo mundo que eu era muito melhor do que realmente sou.

Tão especial quanto quem me criou é quem me dá vida. Ela que me aturou mais de perto do que ninguém; que ficou acordada comigo durante as últimas madrugadas para escrever as últimas linhas do texto; que me esperou a cada viagem de campo; que brigou comigo a cada mancada minha; que sempre ouviu minhas teorias, epifanias e ideias mirabolantes, mesmo não entendendo patavinas de geofísica marinha. A ela que é o meu amor maior e meu motivo para querer ser grande: à minha Nany, meu amor, obrigado. (E Europa, aí vamos nós!).

Juno, Violeta e Catarina, obrigado pelos momentos de diversão e mesmo aqueles em que vocês me encham, já que eles serviram de distração dos problemas e urgências de prazos.

Às minhas irmãs, Juliana e Cristiane pelo mesmo apoio, ainda que mais discreto. Minhas sobrinhas e sobrinhos - Bia, Duda, Gu e Bruno - pelas horas de

diversão. À minha segunda família, Bel, Té, Stella, Gabriela, Mirian, Eduardo e Ricardo, obrigado.

Aos meus amigos de todas as horas, responsáveis por tantas piadas, viagens, pastéis, futebol, futebol no *Winning Eleven* do PS1 até o FIFA do PS3: Kiko, Fozzy, Rafa. Não menos especiais, Cibele e Adriana, muito obrigado.

Aos amigos de laboratório, César, Carlos, Jana, Neco - valeu!

Mas antes que estranhem, deixei meu mentor e amigo para o final. Obrigado, Michel, por tudo o que você fez por mim, por tudo o quanto lutou para que eu aproveitasse ao máximo tanto a graduação quanto o Mestrado. Pelos trabalhos, pelas conversas, pela dúvidas tiradas em 5 minutos - que geralmente é o que precisávamos. Por entender e aceitar que eu precisava trabalhar (afinal, viver em São Paulo é caro e temos que pagar as contas), e ver que eu dei tudo o que podia para que este trabalho fosse o melhor possível. Obrigado por todas as oportunidades e por ter me ajudado tanto sempre que eu precisei.

Edílson, Clodoaldo, Profa. Sílvia, Prof. Rubens, Samara, Marcelão, Prof. Moysés: vocês todos participaram em algum momento de minha graduação e são tão importantes quanto todos os outros aqui mencionados; obrigado.

Ao Prof. Cláudio Riccomini, muito obrigado por todas as dicas em nossa longa conversa sobre falhamentos, essencial para importante parte deste trabalho.

Aos amigos e colegas de todos os momentos e passagens da minha vida nesses anos todos, fica aqui o meu carinho e a certeza de que aprendemos um pouco com cada pessoa que passa na nossa vida, seja para o bem, seja para o mal.

Finalmente, obrigado, Prof. Luigi, pelo fôlego extra neste fim, e a esperança (certeza?) de trabalhos futuros em terras germânicas.

E vamos ao que interessa!

Resumo

A sismoestratigrafia, em geral, não é utilizada em estudos de curto espaço de tempo geológico, como os de quinta e sexta ordem. Entretanto, o estudo da Baía do Araçá, no Canal de São Sebastião, no litoral norte do estado de São Paulo mostrou que este tipo de abordagem é possível para ciclos desta magnitude. Utilizando um sistema de aquisição de dados sísmicos, composto por uma fonte *boomer*, um *pinger* e um *chirp*, foi feito um levantamento da região, que resultou em cerca de 60 km de perfis sísmicos de alta resolução, foi possível reconhecer um conjunto de unidades sísmicas que pode ser entendida no conceito de tratos de sistema. Com a interpretação destes sismogramas, gerou-se um modelo evolutivo para a sedimentação no Araçá tendo sido encontrados tratos de sistemas de mar alto, de mar baixo e transgressivo muito bem definidos. Estes tratos foram relacionados com as curvas de variações eustáticas do Pleistoceno Superior e Holoceno conhecidas, possibilitando a proposição de duas hipóteses distintas: a primeira considerando um período de mar alto no Estágio Isotópico 5e e a segunda com um período de mar alto no Estágio Isotópico 3, em uma posição superior àquela considerada pela maioria dos autores, mas corroborada por outros. Além disso, foram encontradas evidências claras de tectônica Neoquaternária na região.

Descritores: sismoestratigrafia, geofísica marinha, sísmica marinha, variações do nível do mar, Canal de São Sebastião, Pleistoceno Superior, Holoceno, evolução sedimentar

Abstract

It is not that common to use the seismic stratigraphy in studies of short geological time as those from fifth and sixth orders. However, the study of Araçá's Bay, at São Sebastião Channel, at the north coast of São Paulo State, showed that this kind of approach is in fact possible for cycles of this magnitude. Using a seismic setup composed with one boomer seismic source, as well as one pinger and one chirp, a seismic survey was taken in the area, which resulted in about 60 km of seismic profiles of high resolution. Analyzing those seismograms, we propose an evolution model for the sedimentation at Araçá area, and we found records of highstand systems tract, lowstand systems tract and transgressive systems tract very well marked. These tracts were then related to the known sea level change curves for Late Pleistocene and Holocene, allowing a proposition of two distinct hypothesis: the first one considers a highstand period at Isotopic Stage 5e and the second one a highstand period at Isotopic Stage 3, in a higher position than that considered for most authors, but corroborated for some others. Also, it was found clear evidences of Neoquaternary tectonics at the area.

Keywords: seismic stratigraphy, marine geophysics, marine seismic, sea level changes, São Sebastião Channel, Late Pleistocene, Holocene, sedimentary evolution

1 Introdução

As áreas costeiras são de grande interesse para o desenvolvimento humano, principalmente quando se passa a considerar a sustentabilidade das atividades realizadas, tanto no continente quanto no ambiente marinho. Há séculos que o homem tem íntima ligação com o mar, desde meio de transporte, fonte de alimento, barreira para o desenvolvimento e, mais recentemente, fonte de lazer e recursos naturais de importância econômica.

As grandes mudanças ocorridas por todo o tempo geológico afetam diretamente a zona costeira e a plataforma continental, citando-se as flutuações do nível médio relativo do mar, avanços e recuos de geleiras, exposição ou afogamento da plataforma continental, progradação e retrogradação de praias, e formação de ilhas barreira, entre outros processos, como fundamentais para a modelagem da paisagem costeira e modificações na posição da linha de costa.

O estudo de áreas costeiras deve ser multidisciplinar, e a Oceanografia Geológica é uma área do conhecimento de grande importância para esta região, já que estuda as variações citadas acima, além de fornecer subsídio científico para a exploração sustentável de recursos naturais. Dessa forma, as áreas da morfologia, geoquímica, sedimentologia, ecologia, entre outras, juntam-se em um sistema complexo, no qual processos hidrodinâmicos e climáticos levam a uma enorme variabilidade em diferentes escalas de tempo e espaço.

No Brasil, a utilização da geofísica marinha em estudos de ambientes marinhos é ainda incipiente, e o trabalho de Mahiques e Souza (1999) representa um início importante da utilização desta técnica para o estudo da sedimentação e das flutuações holocênicas do nível do mar na região da Enseada do Flamengo, na cidade de Ubatuba, no litoral norte do estado de São Paulo.

Souza (2006) fez uma pesquisa extremamente detalhada sobre as aplicações da geofísica nos estudos de ambientes marinhos, e lista algumas características e aplicações da sísmica para eles. Dentre elas, sua importância para a engenharia costeira e de petróleo, bem como as pesquisas minerais e petrolíferas, estudos sobre

navegabilidade, além de eventuais interesses arqueológicos. Um dos principais benefícios dos métodos geofísicos na análise da subsuperfície é que eles são não-invasivos, ou seja, não necessitam de penetração física no ambiente - como um testemunhador, por exemplo.

No Brasil, Souza (*op. cit.*) destaca a existência de muitos estudos em lagos e reservatórios de água de usinas hidrelétricas, visando à avaliação de taxas de sedimentação. Entretanto, nos mais de 120 artigos analisados pelo autor, praticamente nenhum estudo cita a possibilidade de utilização de métodos sísmicos como ferramenta indireta.

Artusi e Figueiredo Jr. (2007) utilizaram a sísmica para o mapeamento do embasamento acústico da região de Cabo Frio, no estado do Rio de Janeiro. Com um sistema com banco de capacitores e um *sparker*, os autores foram capazes de identificar e estudar, além do embasamento, outras feições de destaque, tais como paleocanais.

Schwarzer *et al.* (2006) utilizaram equipamentos sísmicos de alta resolução para mapear o fundo marinho no litoral do Rio Grande do Norte. Os autores usaram um *boomer* – também utilizado neste trabalho – para definir unidades sismoestratigráficas para região, tendo encontrado registros de eventos regressivos e transgressivos na plataforma, sendo datados desde o Pleistoceno.

A estratigrafia de sequências é uma área da geologia que visa o estudo das sequências sedimentares em uma determinada bacia. A princípio, este tipo de estudo era realizado apenas em afloramentos em superfície; porém, o desenvolvimento das técnicas de perfilagem sísmica, tanto marinha quanto terrestre, permitiu que fossem analisados os padrões sedimentares em subsuperfície, isto é, em bacias sedimentares que ainda não estão expostas.

Sendo assim, uma união importantíssima para o estudo da evolução sedimentar de bacias permitiu o desenvolvimento da sismoestratigrafia, que consiste em um método estratigráfico de interpretação de dados sísmicos, para melhor entender

a evolução tectono-sedimentar de uma bacia (Ribeiro, 2001). Este tipo de abordagem tem se tornado cada vez mais comum, principalmente devido aos avanços tecnológicos de amostragem, processamento e análise dos dados sísmicos.

Em outras regiões do planeta, as regiões costeiras já têm sido estudadas com abordagens sismoestratigráficas há algum tempo. Lobo *et al.* (2005; 2008), por exemplo, utilizaram perfis sísmicos para o estudo da evolução sedimentar na costa mediterrânea da Espanha, identificando padrões progradacionais da linha de costa e estruturas que condizem com as variações do nível relativo do mar na região.

Hernández-Molina *et al.* (2000), também trabalhando nas regiões costeiras do Mediterrâneo, identificaram uma estrutura costeira progradacional, denominada de *infralittoral prograding wedge*, provendo um novo ponto de vista para ambientes sedimentares dominados por ondas, desenvolvidos ao longo do Holoceno Superior.

No litoral da Espanha, Ercilla *et al.* (2009) realizaram perfilagens sísmicas e identificaram estruturas e padrões sedimentares relacionados às flutuações holocênicas do nível do mar. Mesmo sem ter estabelecido uma cronologia para este estudo, os autores foram capazes de correlacionar seus resultados com outros trabalhos na região e com as curvas de variação do nível do mar por eles estabelecidas.

Estudos sedimentológicos de superfície permitiram identificar a Ilha de São Sebastião como marco geomorfológico importante na diferenciação de dois domínios sedimentares distintos na plataforma continental sudeste do Brasil (Mahiques *et al.*, 2004; 2008). Ao sul da Ilha de São Sebastião, os processos sedimentares de plataforma continental são dominados pelo transporte de sedimentos originários predominantemente do Rio da Prata, por meio da Pluma do Rio da Prata (PPW) (Möller Jr. *et al.*, 2008).

Ao norte da Ilha de São Sebastião, os processos sedimentares são mais complexos e ainda não bem determinados em seus setores mais internos, sendo que as porções mais distais da plataforma exibem um forte condicionamento do fluxo para sul da Corrente do Brasil, que é responsável pela manutenção de uma superfície relíquia na plataforma externa e quebra de plataforma.

Não obstante estas informações prévias, são pouco conhecidos os processos deposicionais do Quaternário superior nesta área. Informações da paleogeografia sobre a qual os sedimentos recentes foram depositados, sobre taxas de sedimentação holocênica, com destaque para o último milênio, e sobre a variabilidade temporal dos processos deposicionais, são praticamente inexistentes (Mahiques e Souza, 1999; Mahiques *et al.*, 2004).

Neste contexto, o estudo da evolução sedimentar no Canal de São Sebastião por meio da sísmica marinha, aplicando-se uma abordagem sismoestratigráfica, pode trazer novas ferramentas para entendimento dos efeitos das variações do nível relativo médio do mar, do clima, do aporte de sedimentos para a área e as demais características oceanográficas que possam vir a ser estudadas futuramente.

Além disso, não se pode deixar de comentar a pressão que a área vem recebendo nos últimos anos, com a ampliação do Porto de São Sebastião. Neste aspecto, os dados sísmicos de uma área inserida dentro do contexto de uma obra de tão grande impacto ambiental quanto um porto, são de fundamental importância para os estudos ambientais.

1.1 Estratigrafia de sequências

O estudo estratigráfico em uma bacia sedimentar depende da compreensão de alguns conceitos e definições básicas. Um sequência estratigráfica contém características específicas para determinadas condições de deposição, que estão ligadas ao nível do mar, ao aporte sedimentar, à taxa de subsidência da bacia, entre outros fatores.

Segundo Ribeiro (2001), a estratigrafia de sequências pode ser resumida como um ramo da estratigrafia que busca interpretar as relações espaciais e temporais de um pacote de rochas sedimentares em análises que podem ter caráter tanto litológico quanto cronológico.

Os estudos estratigráficos foram iniciados pelos pesquisadores da empresa petrolífera Exxon, nos anos 1970 e 1980 (Naish e Kamp, 1997). Trabalhos como

os de Payton (1977) e Vail (1987) são clássicos para este ramo muito recente dos estudos geológicos.

Antes de estudar a sequência deposicional em uma bacia, porém, é essencial definir alguns termos importantes e sua relação. A formação da sequência sedimentar está ligada primeiramente à bacia sedimentar e à acomodação dos sedimentos. Este último termo se refere ao espaço disponível na bacia para receber os sedimentos e sua taxa de variação está ligada a dois processos muito importantes: as variações eustáticas e a taxa de subsidência da bacia.

Em poucas palavras, uma sequência deposicional será definida pelos efeitos das variações eustáticas (isto é, do nível do mar), da taxa de subsidência e do aporte sedimentar. As variações dos três efeitos determinará como os sedimentos chegarão e de que forma serão depositados na bacia, sendo os três igualmente importantes.

Esta forma de deposição leva a outro termo muito importante para a estratigrafia de sequências: as fácies sedimentares, ou litofácies. Cada sequência deposicional é formada sob um mesmo efeito combinado do nível do mar, da taxa de subsidência e do aporte sedimentar. Sendo assim, cada “intervalo” do depósito corresponde a um período em que estas características estiveram iguais ou com pouquíssima variação.

Cada fácies sedimentar possui formação geneticamente relacionada e está limitada cronoestratigraficamente (Ribeiro, 2001). Isso quer dizer que cada fácies terá um limite estratigráfico inferior e superior, podendo ele ser o embasamento, um limite deposicional (como um hiato) ou um limite erosivo.

1.1.1 Tratos de sistemas

Apesar das litofácies serem talvez o conceito mais importante para a estratigrafia de sequências, elas também estão ligadas a outro conceito que deve ser mencionado: os tratos de sistemas. A definição de um trato de sistemas depende do ambiente deposicional em que ele foi formado – e consequentemente de sua fácies, de suas superfícies limitantes e de sua posição dentro da sequência deposicional.

Figura 1: Esquemática dos tratos de sistemas segundo Posamentier e Vail, 1988.

De acordo com Posamentier e Vail (1988), os tratos de sistemas relacionados à curva de variação eustática são quatro: Trato de Sistemas de Mar Alto (TSMA), Trato de Sistemas de Mar Baixo (TSMB), Trato de Sistemas de Margem de Plataforma (TSMP) e Trato de Sistemas Transgressivos (TST) (Fig. 1). Estes tratos são modelos básicos de sistemas deposicionais e devem ser utilizados como base de interpretação, com as alterações das peculiaridades de cada caso.

O TSMA representa sistemas formados durante épocas em que o nível do mar está em uma posição mais elevada da curva eustática. Ele se caracteriza por um padrão de empilhamento agradacional em sua fase inicial (da subida do nível do mar) e progradacional, com o avanço do *downlap*, na sua fase tardia (com o nível do mar em seu ápice), sendo formado sobre uma Superfície de Inundação Máxima (SIM) – ou superfície de *downlap*, como é mais utilizada no estudo de perfis sísmicos.

O TSMB, pelo contrário, está ligado a sistemas formados quando o nível do mar se encontra na parte mais baixa da curva eustática – após uma queda rápida do nível do mar. É caracterizado por uma sequência progradante, formada sobre uma superfície erosiva originada durante uma regressão marinha. Além disso, uma característica importante do TSMB são as terminações em *onlap* sobre esta superfície erosiva que constitui seu limite inferior.

O limite superior do TSMB é formado por uma Superfície Transgressiva (ST), que é também o limite inferior do próximo trato, o TST. Ele é caracterizado por uma sequência retrogradacional, em *onlap* sobre a ST em direção ao continente e em *downlap* sobre a ST em direção à bacia. O TST acaba em uma segunda SIM, dando início a uma nova sequência de TSMA.

Quando o nível do mar baixa lentamente após um TSMA, uma sequência progradacional se forma na parte mais externa da plataforma, dando origem ao TSMP.

1.1.2 Curva de *onlap* costeiro

A curva de *onlap* costeiro (Fig. 2) foi originalmente definida por Vail *et al.* (1977), como uma forma de derivar a curva de variação eustática a partir das posições do *onlap* na costa. Esta curva é de imensa importância para a evolução dos estudos estratigráficos, não somente na indústria do petróleo – origem principal dos trabalhos de Vail e seus colaboradores – mas também para estudos acadêmicos.

A posição do *onlap* na costa dá informações a respeito da posição do nível do mar, e seu avanço em direção ao continente está ligado a processos de transgressão marinha. Com a descida do nível do mar, o *onlap* recua em direção ao centro da bacia. Assim, a sucessão destes eventos é ferramenta para se inferir a posição da posição do nível do mar ao longo do tempo.

Esta variação do *onlap*, porém tem ligação com outros fatores que deve ser analisados, como a taxa de subsidência da bacia e o aporte sedimentar. Sendo assim, para o estudo do *onlap* costeiro como ferramenta de determinação da posição do nível do mar ao longo do tempo, faz-se necessária a análise tanto da posição eustática, quanto das taxas de aporte e subsidência.

Analisando a curva de *onlap* costeiro (Fig. 2), Vail *et al.* (*op. cit.*) introduziram a relação destas variações com as oscilações eustáticas. Sendo assim, o estudo do *onlap* em um afloramento – ou perfil sísmico – se tornou base de aferição das posições do nível relativo do mar e construção de curvas de eustáticas.

Figura 2: Exemplo da curva de *onlap* costeiro conforme proposto por Vail *et al.* (1977). A queda do *onlap* (para a direita, na figura) está relacionado à recuo do nível relativo do mar; o avanço do *onlap* (para a esquerda, na figura) está relacionada à subida do nível relativo do mar.

Tradicionalmente, porém, a Estratigrafia de Sequências não é utilizada para o estudo do Quaternário em geral e, muito menos, do Holoceno. A análise de tratos de sistemas e da curva de *onlap* costeiro é muito mais aplicada a estudos de grande escala de tempo.

Vail *et al.* (1977) criaram uma escala para classificar os ciclos estudados, dando ordens a eles de acordo com sua duração. As ordens destes ciclos estão apresentadas na tabela 1.

Os principais conceitos da Estratigrafia de Sequências surgiram após trabalhos com ciclos de terceira e quarta ordem (Naish e Kamp, 1997), nos quais a resolução sísmica em geral é de dezenas de metros, não suficiente para identificar registros das oscilações eustáticas recentes. Porém, trabalhos como os de Naish e Kamp (*op. cit.*) ou Lowrie e Hamiter (1995) trabalham também com escalas de tempo menores, como os de quinta e sexta ordem, sendo que este último é da ordem de centenas de anos.

Tabela 1: Escala de tempo dos ciclos estratigráficos e sua classificação em ordens, de acordo com Vail *et al.* (1977) (Adaptada de Mitchum e Van Wagoner, 1991)

Duração (em milhões de anos)	Ordem
> 100	Primeira
10	Segunda
1	Terceira
0,1	Quarta
0,01	Quinta

2 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é a aplicação de uma abordagem sismoestratigráfica para estudar a evolução sedimentar da região do Araçá, na porção central do Canal de São Sebastião. Utilizando registros sísmicos de alta resolução, propõe-se a análise das sequências deposicionais na área de estudo, bem como a proposição de um modelo evolutivo.

Como objetivos específicos, o trabalho propõe:

- Analisar de perfis sísmicos de alta resolução, provenientes de fontes ressonantes e impulsivas, procurando reconhecer refletores e unidades sísmicas de importância para a caracterização das sequências deposicionais;
- Verificar a conveniência de uma abordagem sismoestratigráfica para a análise dos perfis sísmicos, em uma área de estudo que abrange uma escala de tempo muito menor do que o convencionalmente utilizado no campo da Estratigrafia de Sequências;
- Construir um modelo de evolução sedimentar para a área de estudo, com base nos dados sísmicos e nas informações bibliográficas sobre as variações do nível relativo médio do mar na região.

3 Caracterização da área de estudo

O Canal de São Sebastião (Fig. 3) está localizado no litoral norte do estado de São Paulo, entre as latitudes 45°19'W e 45°30'W e longitudes 23°41'S e 23°53,5'S, separando a Ilha de São Sebastião do continente. O canal possui cerca de 25 km de extensão, com larguras máximas nas desembocaduras entre 6 e 7 km e estreitamento máximo na região central com 2 km de largura.

Uma síntese das características da Plataforma Continental adjacente a São Sebastião pode ser vista na obra de Pires-Vanin (2008), em uma reunião de trabalhos de pesquisa em Oceanografia, desde condições físicas e deposicionais até comportamento animal e dinâmica de ecossistemas.

3.1 Geomorfologia

O litoral do estado de São Paulo é caracterizado por grandes e importantes diferenças entre as porções norte e sul. No sul, predominam as extensas planícies costeiras enquanto no litoral norte predominam os efeitos da proximidade do embaçamento cristalino que, em alguns locais, chega até mesmo a entrar em contato com o mar.

Almeida (1964) propôs uma divisão geomorfológica para o Estado de São Paulo, com o estabelecimento de províncias, zonas e subzonas. Esta divisão serviu de base para a posterior divisão geomorfológica feita pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas, que culminou no trabalho de Ponçano *et al.* (1981). De acordo com esta divisão, o Canal de São Sebastião se enquadra na Província Costeira, com duas zonas: a Serrania Costeira, caracterizada pelas escarpas da Serra do Mar; e a Baixadas Litorâneas, representada pela planície costeira de Caraguatatuba.

Para Almeida (1976), a costa paulista está associada às reativações tectônicas ocorridas durante o Mesozóico-Cenozóico, durante a abertura do Oceano Atlântico, e que produziram os falhamentos que foram condição para o soerguimento da Serra do Mar e pela subsidência da Bacia de Santos (Conti e Furtado, 2006).

Figura 3: Região do Araçá, no Canal de São Sebastião, no Litoral Norte de São Paulo, Brasil.

Almeida (*op. cit.*) afirma ainda que os eventos de vulcanismo alcalino foram responsáveis pela formação da Ilha de São Sebastião, do Cretáceo Superior até o Paleoceno.

Riccomini (1989) propõe cinco fases para o Rift Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB, antes definido por Almeida (1976) por Sistema de Rifts da Serra do Mar), do Eoceno ao Holoceno, passando por fases de: distensão, transcorrência sinistral, transcorrência distal, distensão e compressão. Estes processos mostram que o sudeste brasileiro apresenta claramente registros de processos tectônicos Cenozóicos após a reativação Mesozóico-Cenozóica e a abertura do Oceano Atlântico (Modenesi-Gauttieri *et al.*, 2002).

O alinhamento oblíquo da Serra do Mar, com relação à linha de costa atual, tem fortes reflexos, não apenas na configuração geomorfológica da região costeira, que apresenta planícies mais extensas ao sul da Ilha de São Sebastião, como também no arranjo das isóbatas da plataforma continental adjacente. Além disso, a Ilha de São Sebastião constitui um notável marcador geomorfológico, não somente da linha de costa (Fúlfaro *et al.*, 1974), como da plataforma continental. Ao norte, os recortes do litoral e a presença de várias ilhas tornam mais complexa a geomorfologia regional.

Durante o Quaternário Superior, além do controle morfotectônico Mesozóico-Cenozóico, tiveram grande importância para o remodelamento do litoral brasileiro as variações do nível relativo do mar. Com fases de exposição e submersão de extensas áreas, dentre os processos cabe destacar o intenso fenômeno de dissecação e posterior submersão da plataforma continental ocorrido durante e após o Último Máximo Glacial (UMG) (Suguio e Martin, 1978).

3.2 O Canal de São Sebastião

Almeida (1976) afirma que o Canal de São Sebastião tem sua origem nos mesmos eventos Mesozóico-Cenozóicos, responsáveis pela formação do RCSB, associado a eventos tectono-magmáticos, erosão subaérea e escavações pelas correntes de maré.

Suguio e Martin (1978) afirmam que as flutuações do nível relativo médio do mar do Quaternário também tiveram um papel importantíssimo na modelação do canal. Furtado (1995), por sua vez, admite que o canal foi bastante influenciado pela erosão diferencial da Serra do Mar, pela escavação fluvial ocorrida no período de dissecação durante o Último Máximo Glacial e os efeitos transgressivos subsequentes (Mahiques *et al.*, 1989).

Apesar dos fatores de formação do Canal ainda não serem conclusivos, Klein (2005) enumera algumas considerações consistentes para a evolução da área de estudo. Para o autor, o início do Paleoceno marca o soerguimento de uma proto-Serra do Mar junto à Falha de Santos. A erosão desta proto-serra resulta no seu recuo e a conservação de promontórios e parciais até hoje.

Klein (*op. cit.*) afirma também que a escavação do canal se deu no sentido NE-SW, baseando-se nos trabalhos de Zembruski (1979) e Furtado *et al.* (1996), que encontram registros de paleocanais no Canal de São Sebastião. Estes paleocanais seriam resultado da escavação fluvial ocorrida durante o UMG.

Quanto à ação das marés durante a transgressão marinha holocênica, após o UMG, Furtado (1995) acredita que o fato da porção sul do canal ter profundidades maiores que a porção norte indica que a entrada de água durante a subida do nível do mar se deu pelo sul do canal. Ou seja, a entrada da água e o consequente transporte de sedimentos durante a elevação do nível do mar durante o Holoceno se deu no sentido NE.

3.3 Características sedimentares e oceanográficas

Os processos sedimentares nas porções Norte e Sul do canal são influenciados pelas grandes diferenças morfológicas entre os dois setores, já que esta diferenciação tem papel direto na ação dos agentes oceanográficos. Ao sul da Ilha de São Sebastião, a configuração da linha de costa e o fato das isóbatas serem bastante paralelas, proporcionam uma ação mais efetiva dos trens de ondas sobre a plataforma interna,

resultado na não deposição de sedimentos pelíticos nesta área (Barcellos e Furtado, 1999).

Por outro lado, a complexidade dos recortes da linha de costa e a presença de várias ilhas na plataforma interna, no setor a norte da Ilha de São Sebastião, fazem com que os processos de interação de ondas com o fundo sejam atenuados e seja favorecida a deposição de lamas. Assim como destaca Klein (2005), há certo consenso entre os autores que trabalham na região de que não há influência das variações de maré nas correntes do canal.

A sedimentação no Canal de São Sebastião é bastante heterogênea, estando ligada, principalmente, a sua circulação, topografia e geometria (Furtado, 1995). Barcellos (2000) identificou um padrão de deposição de sedimentos mais finos ao norte da Ilha de São Sebastião e mais grossos ao sul. Furtado (*op. cit.*) também identificou a presença de feições topográficas de origem sedimentar nas duas extremidades do canal, tendo-as classificado como decorrentes das flutuações quaternárias do nível do mar e processos oceanográficos recentes.

A sedimentação é resultado do retrabalhamento de sedimentos antigos do material em suspensão proveniente de outras áreas e de sedimentos da drenagem local, ainda que esta última contribuição seja bastante pequena (Furtado, *op. cit.*). A circulação e a conformação batimétrica do canal favorecem a deposição preferencial de sedimentos atuais em seu flanco continental.

Segundo Castro e Miranda (1998), o Canal de São Sebastião é uma região de processos físicos complexos, com fortes correntes geradas pelo vento, mistura de massas de água de diferentes origens e uma variação da termoclina bem definida, que acompanha uma estrutura baroclínica de duas camadas. Durante o inverno, as águas são mais homogêneas, tanto com relação à temperatura quanto à salinidade; porém, no verão, existe uma forte termoclina entre os modos baroclínicos de fundo e superfície.

As correntes predominantes no canal são de resultante NE em toda a coluna de água e velocidades acima de 1 m/s não são incomuns, de acordo com os

trabalhos de Furtado (1978) e Furtado *et al.* (1987). A dinâmica de massas de água na plataforma continental interna e média da área de estudo é dominada pelos deslocamentos de três massas, que apresentam sazonalidade acentuada (Castro *et al.*, 1987).

Entre novembro e março, a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) avança pelo fundo, em direção à linha de costa, induzindo o deslocamento da Água Costeira (AC), e mantendo a Água Tropical (AT) relativamente distante da linha de costa. Este período corresponde também à fase de maiores precipitações pluviométricas sobre as áreas continentais e, portanto, de maior competência dos sistemas fluviais, aumentando potencialmente o fluxo de material em suspensão terrígeno em direção às áreas oceânicas (Furtado e Mahiques, 1990). A partir de março, com o recuo da ACAS em direção ao talude continental, a AT passa a exercer maior influência sobre os processos de plataforma.

Segundo Furtado e Mahiques (1990) e Mahiques *et al.* (1999), o deslocamento da AC em direção a porções mais externas da plataforma nos meses de verão é o principal responsável pela exportação e deposição de matéria orgânica de natureza terrígena em áreas mais profundas. Parece haver uma maior estabilidade na dinâmica de massas d'água sobre a plataforma externa, talude e áreas mais profundas.

A AT exerce influência até profundidades da ordem de 200 metros, seguida pela ACAS, que se estende até cerca de 600 metros de profundidade e marca o desenvolvimento de uma termoclina pronunciada. Abaixo da ACAS deslocam-se, em sequência, para norte a Água Intermediária Antártica (AIA), até cerca de 2500 metros de profundidade, para sul a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), até 3500 metros e, finalmente, para norte, a Água Antártica de Fundo (AAF), até o fundo das bacias oceânicas (Castro Filho, 1996).

3.4 Variações do nível relativo do mar no Pleistoceno Superior

As posições do nível do mar nos últimos 30 a 40 mil anos vêm sendo estudadas com base em datações de radiocarbono em depósitos sedimentares de origens

variadas, porém, sempre com íntima ligação com o nível do mar. Entretanto, dados sobre a posição do nível do mar anteriores ao UMG são bastante escassos, o que torna a determinação de uma curva eustática algo bastante especulativo (Curry, 1965). Além disso, como a grande maioria das datações tem base no radiocarbono, amostras com idades superiores a 15.000 anos são muito menos precisas.

No Brasil, há ainda muita discussão sobre os modelos de curvas de variação do nível relativo médio do mar, sendo que diversos autores possuem pontos de vista e argumentos diferentes e conflitantes sobre o tema. Não existe, portanto, uma curva de variação do nível do mar completamente aceita pela comunidade científica e, por esta razão, faz-se necessário discorrer um pouco sobre as mais importantes curvas para as variações Pleistocênicas e Holocênicas do nível do mar, já que as flutuações do nível do mar no Quaternário Superior estão entre os principais fatores determinantes da formação das planícies costeiras e plataforma continental brasileiras (Mahiques *et al.*, 2010).

Os estudos sobre as curvas eustáticas começaram na década de 1960, com os trabalhos dos pesquisadores da petrolífera Exxon, liderados por grandes pesquisadores como P. R. Vail, R. M. Mitchum e H. W. Posamentier. No Brasil, estas pesquisas datam da mesma época, com trabalhos como os de Van Andel e Laborel (1964) e Delibrias e Laborel (1969). Mundialmente, Angulo *et al.* (2006) destaca trabalhos mais antigos, ainda que limitados, como os de Hartt (1870, *apud.* Angulo, *op. cit.*) e Branner (1902, *apud.* Angulo, *op. cit.*). Os trabalhos a partir da década de 60 ganharam o benefício de uma nova técnica, a datação por radiocarbono, o que melhorou muito a precisão da idade do material utilizado.

O trabalho de Curry (1961) é um dos primeiros a propor uma curva de variação eustática, ainda que para o litoral dos Estados Unidos. O autor compilou dados diversos para uma curva consistente para o Holoceno, mas com bem menos informações para o período entre 40.000 anos A.P. e o UMG.

Milliman e Emery (1968) trabalharam com oólitos em depósitos na costa Atlântica dos Estados Unidos, chegando a uma curva eustática que cobre os últimos 35.000 anos. Os autores afirmam que o último nível de mar alto antes da Regressão

Wisconsiniana deve ter sido próximo ao nível atual e ter ocorrido entre 35.000 e 30.000 anos A.P.

Entretanto, este nível é bem diferente de outros trabalhos, como os de Cur-ray (1961, 1965) e Corrêa (1996). Além disso, os autores colocam o nível mais baixo do mar (-130 metros), anterior à Transgressão Holocênica, em 14.000 anos A.P. – o que também difere dos trabalhos de Curray (*op. cit.*) e de outros trabalhos posteriores.

Vail *et al.* (1977) publicaram um dos mais importantes trabalhos para a Estratigrafia de Sequências, indicando períodos de elevação e diminuição do nível do mar há até 500 milhões de anos. Seu trabalho, porém, usa uma escala de tempo de primeira ordem (conforme visto na seção 1.1.2), sendo assim, muito maior do que a escala de tempo deste trabalho.

Kowsmann e Costa (1974) é um dos poucos trabalhos a tratar da curva eustática do Quaternário brasileiro, ainda que de forma indireta. Os autores utilizaram a curva de Curray (1961) como base e adaptaram-na para o litoral brasileiro, utilizando quantidades de terrígenos na fração grossa de amostras de sedimento.

Em geral, os autores encontraram equivalência em diversos períodos da curva e também sugeriram alterações, nos dois últimos máximos glaciais, isto é, em 40.000 A.P. e 18.000 A.P., aproximadamente. Estas alterações propõem níveis de -170 metros para os dois períodos devido a cálculos diferentes da taxa de subsidência. Este valor difere significativamente dos números de Curray (1961), de -145 metros para a Transgressão do Wisconsiniano Médio e -130 metros para a Transgressão Holocênica.

A curva de Corrêa (1996), determinada a partir de dados do litoral do Rio Grande do Sul, cobre o período a partir do UMG. O autor propõe três períodos de estabilização do nível do mar durante a Transgressão Holocênica: em 11.000 anos A.P., entre os níveis de -60 e -70 metros; em 9.000 anos A.P., entre os níveis de -32 e -45 metros; e em 8.000 anos A.P., entre -20 e -25 metros.

Finalmente, Klein (2005) encontrou um valor para uma posição do nível do mar para o Canal de São Sebastião diferente do esperado pelas curvas de Curray (1965), Corrêa (1996) e Kowsmann e Costa (1974). O autor propõe uma posição do nível do mar em cerca de 6 metros abaixo do atual, em 39.500 anos A.P., o que estaria de acordo com o que propuseram Milliman e Emery (1968).

3.4.1 Variações eustáticas no Holoceno

Um dos primeiros e grandes trabalhos a estudar a fundo as variações do nível do mar no Holoceno no Brasil foi aquele feito por Suguio e Martin (1978), ainda que mais tarde muitos dos dados tenham sido contestados por outros autores. Assim, dada a pouca quantidade de dados, e mesmo a incipiência dos estudos e das técnicas de datação na época, o trabalho dos autores foi um importante marco e tido como referência por vários anos.

Após estes primeiros estudos sistemáticos para tentar montar uma curva para o litoral brasileiro, mais de 100 publicações trataram sobre o assunto (Angulo *et al.*, 2006). Sejam quais forem as discordâncias quanto a setores intermediários da curva, de modo geral, o que os diversos autores concordam é que um nível do mar elevado ocorreu no Holoceno Médio, seguido por uma queda até o nível atual. Entretanto, o comportamento da curva durante esta queda é controverso.

Martin *et al.* (1979, 1980) analisaram dados referentes ao litoral brasileiro, nos estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Bahia, e criaram curvas de variação relativa do nível do mar para o Holoceno Superior. Os autores encontraram diferenças nas alturas máximas dos registros entre as regiões norte e sul do litoral paulista, as quais foram relacionadas com a diferença na configuração da costa nestas duas regiões.

Martin *et al.* (1980) tentaram construir uma curva de variação para o litoral compreendido entre as cidades de Caraguatatuba e Ubatuba (setor que abrange a área de estudo deste trabalho); porém, a falta de dados na região faz com que uma curva completa - isto é, sem interpolações - seja praticamente impossível. Mesmo assim, os autores acreditam que o trecho mais recente da curva, após o último máximo

(associado à Transgressão Santos, isto é, o último grande evento de retrogradação da linha de costa), é semelhante ao trecho de período equivalente da curva para o litoral de Santos.

Ainda que possam haver variações regionais, trata-se de um dos poucos estudos que servem de base para entender como se comportou o nível do mar no sul-sudeste brasileiro durante o Holoceno Inferior, já que curvas como as de Suguio e Martin (1978) ou Angulo *et al.* (1997) cobrem apenas o Holoceno Médio e Superior, ou os últimos 7.000 a 8.000 anos da região. Algo que não pode deixar de ser ressaltado, porém, é que a curva de Corrêa (1996) possui pouquíssimos dados, principalmente no setor que representa o Holoceno Inferior.

Um dos trabalhos mais completos, senão o mais completo, é o de Angulo *et al.* (2006), em que os autores apresentam um levantamento crítico dos trabalhos prévios sobre a curva de variação do nível no mar no Holoceno para o litoral brasileiro. Segundo os autores, muitos aspectos destes trabalhos são problemáticos e passíveis de debate devido à baixa qualidade de muitos indicadores e diferentes abordagens nas interpretações. Algumas destas discussões são, por exemplo, a altura em que chegou o nível no mar no último Ótimo Climático (5.600 anos A.P.), e as oscilações ocorridas durante a queda desde este nível até o atual, bem como suas diferenças regionais.

Nesse extenso levantamento dos estudos das variações relativas do nível do mar no Brasil, a principal crítica dos autores se baseia nos métodos dos estudos, já que foram utilizadas diversas técnicas, com diferentes correções e precisões de datação. Os autores destacam ainda que a utilização de “sambaquis” como indicadores de paleoníveis marinhos é um equívoco, já que não se pode comprovar que necessariamente esses estariam localizados junto ao nível do mar.

“Sambaquis” são estruturas criadas pelos povos primitivos e presentes em diversos locais da costa paulista. São verdadeiras “montanhas” de conchas formadas pelo acúmulo de restos alimentares destes povos. O que os autores que utilizam este *proxy* (como Suguio e Martin 1976; Martin *et al.* 1986 e Martin *et al.* 2003) assumiram é que sua formação se deu sempre próximo à linha de costa, o que faria

destas formações ferramentas para a determinação de posições pretéritas do nível do mar. Por outro lado, autores contrários ao método acreditam não ser totalmente claro que estas estruturas sempre foram formadas junto ao mar, afirmando que não há motivos explícitos para que isso ocorresse impreterivelmente, além de não ser possível determinar a que distância da linha de costa ficavam realmente estas construções.

Angulo e Lessa (1997) e, principalmente, Angulo *et al.* (1999, 2006), criticaram duramente os trabalhos como os compilados por Suguio *et al.* (1985), principalmente no que se refere à obtenção dos dados daqueles autores. A curva de Martin *et al.* (1980), por exemplo, apresenta fortes oscilações após o último máximo (de 4,7 metros acima do nível atual em 5.150 anos A.P.), com informações baseadas em apenas 6 paleoindicadores - sendo esta a principal crítica de Angulo *et al.* (2006). Cabe ainda ressaltar que existe uma diferença temporal entre as curvas mais antigas estabelecidas e as mais recentes, na medida em que os primeiros modelos radiocarbônicos de variações relativas do nível do mar baseavam-se em idades convencionais e que, apenas nos trabalhos publicados a partir da década de 2000, os valores passaram a ser referidos a idades calibradas. Isso faz com que o máximo holocênico de 5.100 anos A.P., corresponda, em idades calibradas, a 5.600 anos A.P.

Mahiques *et al.* (2009), também acreditam que o principal fator controverso entre os autores é a magnitude das oscilações do nível do mar nos últimos 8 mil anos. Entretanto, independente do modelo adotado, no litoral paulista o nível máximo do nível do mar esteve cerca de 3 metros acima do nível atual. Mahiques *et al.* (op. cit.) afirmam ainda que esta elevação não representa necessariamente uma variação lateral significativa na linha de costa, com exceção feita à formação de sistemas lagunares - como os do litoral Sul de São Paulo onde a planície costeira é significativamente mais extensa que no litoral Norte do estado.

3.4.2 Curva de variação do nível relativo do mar

Apesar das discussões brevemente apresentadas, é importante que se note que há, sim, consenso em algumas áreas. Mahiques *et al.* (2010), por exemplo,

destaca que os autores concordam que durante o Holoceno houve um nível do mar máximo, com uma queda até o nível atual. O comportamento desta queda, porém, é que gera controvérsias, isto é, se ela se deu suavemente ou se houve oscilações.

Angulo *et al.* (2006) refuta as oscilações (Fig. 4) de alta frequência para os últimos 6 mil anos. Com base em dados de análises de algas, corais e vermitídeos, os autores propõem que a diminuição do nível do mar neste período se deu, na verdade, de forma bastante suave, sem a presença das oscilações propostas por Martin *et al.* (1980), por exemplo.

Figura 4: Curva do variação eustática com as oscilações de alta frequência refutadas pelos dados provenientes de corais, algas e vermitídeos. Modificada de Angulo *et al.*, (2006)

Considerando os aspectos mencionados até aqui, as curvas de variação do nível do mar de Angulo e Lessa (1997) e Angulo *et al.* (2006) (Fig. 5), por terem sido desenvolvidas com técnicas mais robustas de datação, são consideradas aqui como mais adequadas para o estudo do Holoceno na costa brasileira e, consequentemente, para o litoral norte do estado de São Paulo. Para o Pleistoceno Superior, serão usadas como base as curvas mencionadas anteriormente, de Curray (1965), Milliman e Emery (1968), Kowsmann e Costa (1974) e Corrêa (1996) (Fig. 6).

Figura 5: Curvas de variação eustática segundo diferentes autores, para os últimos 7 mil anos.

Figura 6: Curvas de variação eustática segundo diferentes autores, para os últimos 40 mil anos.

4 Material e métodos

Em linhas gerais, o método utilizado neste trabalho consistiu de três etapas: a perfilagem sísmica de alta resolução da região do Araçá, na parte mais interna do Canal de São Sebastião; o tratamento dos dados sísmicos e obtenção dos sismogramas finais (já filtrados e tratados); e a interpretação dos resultados e utilização de informações de trabalhos pretéritos para a proposição de um modelo de evolução sedimentar da área.

4.1 Sísmica marinha: Embasamento teórico

A perfilagem sísmica utiliza técnicas de emissão sonora e recepção de sinais de retorno – refletidos fundo marinho – para determinar o posicionamento dos refletores sísmicos. Sendo assim, o equipamento rebocado pela embarcação emite pulsos sonoros que refletem em regiões que apresentam alterações da impedância acústica.

Este fenômeno físico é resultado da relação entre a densidade e a velocidade da onda P no meio em questão. Desta forma, quando há alterações seja na densidade do meio (como por compactação, por exemplo) ou na velocidade de propagação da onda (diferentes materiais apresentam velocidades diferentes), o sinal refletido será também diferenciado.

Antes de coletar os dados, porém, dois conceitos são fundamentais: o de resolução sísmica vertical e resolução sísmica horizontal. Ambas se referem ao nível de detalhes que o sinal emitido pela fonte sísmica é capaz de "perceber" nos sedimentos. Em outras palavras, quanto maior a frequência, menor será o comprimento de onda emitido e maior será a resolução sísmica. Assim, para cada fonte sonora é necessário que se conheça previamente a resolução do sinal a ser emitido, a fim de que as correções e interpretações possam ser aplicadas corretamente.

Por outro lado, a crosta terrestre atua como um filtro de altas frequências, o que quer dizer que, invariavelmente, quanto maior a profundidade em um perfil

sísmico, menor será a resolução, já que grande parte da energia será dissipada antes de chegar ao receptor (Ribeiro, 2001).

Após a coleta destes dados, seu processamento é essencial para uma interpretação coerente das informações. O sistema utilizado neste trabalho para a coleta dos dados já realiza as correções necessárias, entretanto, mesmo assim, é importante que sejam citadas estas correções.

Depois do levantamento sísmico e a obtenção dos dados, estes passam por algumas correções para que o sismograma possa ser interpretado. O perfil sísmico “bruto”, isto é, não corrigido, pode ser descrito como uma mistura entre o que é sinal e o que é interferência. Uma das principais e mais comuns interferências ligadas à própria reflexão são as múltiplas.

Elas aparecem quando o fundo marinho e as camadas sedimentares internas apresentam altos coeficientes de reflexão. Então, em geral, quanto maior o coeficiente de reflexão, maior o número de múltiplas, já que o mesmo sinal refletirá mais vezes em um mesmo substrato. Entretanto, esta é uma das interferências de eliminação mais simples, já que seu tempo será sempre o dobro do primeiro sinal.

Aqui cabe ressaltar que em um sismograma, a escala vertical é dada em tempo e não em profundidade. Este tempo é conhecido em inglês como o *two way time travel* (*twt*), ou seja, o tempo levado para uma onda sonora sair da fonte emissora, refletir no substrato e ser captado pelo receptor.

A interpretação dos sismogramas é tão mais fácil quanto maior a relação entre a intensidade do sinal da reflexão e as interferências. Estas interferências podem ser tanto ligadas ao ambiente quanto o próprio sinal, como as múltiplas.

4.2 Levantamento

O levantamento sísmico (ou perfilagem) na região do Araçá, na porção central do Canal de São Sebastião, Litoral Norte de São Paulo, foi realizado em um estudo anterior ao início deste trabalho.

Figura 7: O levantamento sísmico foi realizado na Baía do Araçá; as linhas pretas representam o trajeto da embarcação e a localização de cada perfil sísmico.

A figura 7 mostra a área de estudo e as linhas sísmicas realizadas. Cada linha apresentada em preto na figura representa um trecho do trajeto feito pela embarcação durante o levantamento. Posteriormente, a partir de cada linha foi criado um perfil sísmico, após o devido processamento dos dados.

O sistema utilizado para a perfilagem foi o Meridata MD-DSS, acoplado a um sistema de posicionamento por GPS, ambos pertencentes ao Instituto Oceanográfico da USP. As linhas foram feitas a distâncias médias de 50 metros, totalizando 37 linhas na direção NO-SE e 6 linhas transversais a estas, em intervalos de 100 metros.

O sistema Meridata permite a utilização simultânea de diferentes fontes sísmicas, tanto ressonantes quanto impulsivas, de acordo com a necessidade e as características locais. Durante o levantamento mencionado, foram utilizadas três

fontes, sendo elas: *boomer*, *pinger* e *chirp*. Souza (2006), que fez um importante trabalho na enumeração e descrição dos métodos sísmicos e sua aplicação em estudos oceanográficos, explica o funcionamento destas fontes sísmicas.

O *boomer* (Fig. 8), uma fonte impulsiva, trabalha em baixa frequência e alta potência, sendo que cada tiro do equipamento utiliza a energia variável de até 300J, provenientes de um banco de capacitores. Neste trabalho foram utilizadas frequências de 0,1 a 1,5 kHz. Durante o levantamento, ele foi preso a um catamarã e rebocado pela embarcação. A resposta do sinal refletido pelo fundo marinho é captada por um hidrofone (sistema de recepção de sinal acústico na água) também rebocado.

Figura 8: O *boomer* é rebocado em um catamarã, junto a um hidrofone, também rebocado pela embarcação. Foto: Daniel Pavani.

As outras duas fontes sonoras – *pinger* e *chip* – trabalham em um mesmo aparelho (Fig. 9), preso junto ao bordo da embarcação. Ambas as fontes são ressonantes e trabalham com uma frequência muito maior que o *boomer*, sendo esta da ordem de 2 a 8 kHz para o *chirp* e 24 kHz para o *pinger*. A alta frequência das duas fontes está, conseqüentemente, ligada a menores energias, o que resulta em uma penetração muito menor no substrato.

As altas frequências, porém, resultam também em algo muito importante

Figura 9: No sistema MD DSS, *pinger* e *chirp* são montados na mesma estrutura, presa no bordo da embarcação. Foto: Daniel Pavani.

para os estudos superficiais, já que oferecem alta resolução, permitindo a identificação de estruturas de escala tão pequena quanto marcas onduladas.

Todo o levantamento foi feito em um mesmo dia e os dados são armazenados em arquivos próprios do sistema Meridata. Posteriormente, cada arquivo é processado conforme descrito anteriormente, dando origem a um perfil sísmico.

4.2.1 Processamento dos dados

O sistema Meridata MD-DSS possui dois softwares muito específicos e importantes para algumas correções do sinal obtido e auxílio na interpretação e visualização dos dados: o SView4 e o MDPS. O primeiro deles é utilizado para o tratamento dos dados, atuando no ajuste de ganho, aplicação de e filtros de frequência. O segundo ajuda na visualização espacial dos dados, fornecendo ferramentas para a delimitação de refletores e unidades, por exemplo, que posteriormente podem ser exportadas para um trabalho gráfico.

O SView4 permite o processamento dos dados sísmicos de uma maneira gráfica e que exige mais conhecimento em sismoestratigrafia do que nos complexos cálculos geofísicos. Foram feitos ajustes diferentes para os dados de *boomer* e de *chirp*, dada sua diferença de frequência de operação. Para o *boomer*, foram definidos filtros “passa-alta” (HPF) e “passa-baixa” (LPF), determinando limites inferiores e superiores de frequências analisadas.

Apesar do sistema Meridata ser composto por três fontes distintas, os dados provenientes do *pinger* não foram utilizados no trabalho. Isto porque uma alta interferência nas repostas, fez com que os perfis sísmicos trouxessem pouca - senão nenhuma - informação relevante para a interpretação do ambiente no contexto deste estudo.

O ajuste de TVG (*time varied gain*) também foi utilizado, para compensar a atenuação da resposta sísmica com diferenças de tempo. As opções de *Stacking* (empilhamento) e *Noise Filter* (filtro de ruído) também foram usadas. Este segundo ajuste elimina picos de resposta, deixando o sismograma mais claro.

Estas foram as únicas correções feitas manualmente, sendo que as demais foram feitas de forma automática pelo SView4. Os ajustes de frequência foram feitos por tentativa e erro, ou seja, os filtros foram ajustados de acordo com as melhores configurações encontradas, a fim de dar destaque aos refletores considerados mais importantes. Definidas as configurações ideais, estas foram aplicadas a todos os sismogramas.

O MDPS foi utilizado para a criação de um projeto que agrupa dados de geolocalização dos sismogramas, bem como a configuração de filtragem feita no SView4 para modelagem da área. Feito isso, o software correlaciona cada perfil sísmico com sua posição em um mapa da área de estudo.

O MDPS permite a construção de um modelo de estratigrafia proposta para a região, de acordo com a interpretação feita dos sismogramas. Cada unidade

sísmica proposta recebe uma cor e é delimitada por um refletor, também definido pela interpretação.

Feito isto para todos os perfis sísmicos, ou seja, identificadas as unidades sísmicas em cada um dos sismogramas, o software permite a exportação dos dados no formato DAT, com informações de posição geográfica e profundidade de cada refletor. Posteriormente, estas informações foram utilizadas para o desenvolvimento de um modelo tridimensional das estruturas internas dos sedimentos.

4.3 Análise dos perfis

Os perfis sísmicos obtidos após o tratamento no SView4 foram analisados de acordo com os fundamentos da estratigrafia de sequências. A análise dos refletores em um perfil sísmico deve considerar suas terminações e superfícies (Ribeiro, 2001), e são características importantes as terminações em *onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamentos erosivos.

Figura 10: Esquema dos padrões de terminações de refletores em perfis sísmicos.

Adaptado de Mitchum *et al.*, 1977.

Os tipos de terminação (Fig. 10) encontrados fornecem informações importantes a respeito dos processos deposicionais que definiram as características estra-

tigráficas locais. Refletores com terminações em *onlap* e *downlap* têm íntima ligação com a sedimentação relacionada a processos de transgressão e regressão marinha.

O avanço do *downlap* em direção ao centro da bacia sedimentar indica uma progradação da linha de costa com possível descida do nível relativo médio do mar. Este avanço do *downlap* pode significar também o aumento no aporte sedimentar em períodos de nível do mar estável.

Por outro lado, o avanço do *onlap* em direção ao continente indica um afogamento da bacia, estando relacionado a processos transgressivos e com a retrogradação da linha de costa. Este recuo do *onlap* também pode estar relacionado à diminuição do aporte sedimentar e períodos de nível do mar estável.

Truncamentos erosivos são importantes para a identificação de eventos erosivos que podem ocorrer, por exemplo, em situações de quedas muito rápidas do nível relativo médio do mar, expondo a plataforma continental aos processos erosivos continentais.

Os refletores de diferentes amplitudes também são importantes, pois podem significar alterações na composição ou grau de compactação do sedimentos, por exemplo, ou ainda hiatos deposicionais.

5 Resultados

Após o processamento dos dados e a geração dos sismogramas, os perfis foram analisados com as técnicas descritas anteriormente. À parte as particularidades de cada perfil sísmico, foram definidas unidades sísmicas presentes na maioria deles. Além disso, algumas das unidades foram identificadas em todos os perfis analisados.

Primeiramente, foi delimitado o embasamento acústico em todos os sismogramas, com base no início de um padrão irregular de reflexão e alta amplitude. A esta unidade foi dada a cor vermelha, padrão em estudos sismoestratigráficos.

A partir da região central da malha do levantamento, os perfis sísmicos começam a apresentar reflexos da presença de um falhamento normal. Esta falha não é de fácil identificação por si só, já que sua orientação geralmente vertical (em relação à fonte sísmica) não resulta em uma forte reflexão. Entretanto, é possível identificá-la por meio do deslocamento vertical refletores adjacentes e seu reflexo no embasamento.

Conforme mostra a figura 11, sinais de uma falha normal aparecem tanto na porção mais superior do embasamento quanto nos refletores vizinhos a ela. Um padrão de rebaixamento da região a leste da falha (lado direito, na figura) determina seu caráter normal, assim como a elevação na região anterior a ela (lado esquerdo, na figura). Além disso, refletores curvados do lado oeste e em um padrão côncavo na região a leste da falha também corroboram com sua identificação.

A primeira (basal) unidade sísmica definida é a Unidade 1 (U1), representada em roxo na interpretação dos sismogramas. A unidade U1 possui um padrão concordante com o embasamento em sua porção inferior e tem como limites superiores as unidades U2, U3 e U5. Os refletores sísmicos desta unidade seguem a orientação do embasamento acústico, com a identificação de refletores de grande amplitude, como o R1 (roxo), que a limita superiormente.

A Unidade 2 (U2), representada em amarelo na interpretação dos perfis sísmicos, é caracterizada essencialmente por refletores plano-paralelos. A unidade

Figura 11: Detalhe para a falha sísmica normal (em preto) indicada no perfil sísmico, bem como os refletores curvos e divergentes. Exagero vertical = 5.

se sobrepõe à U1 em um padrão concordante e tem como limite superior o refletor R2 (amarelo), que representa um importante truncamento, e as unidades U3 e U5.

Em verde na interpretação, está representada a Unidade 3 (U3), marcada por três características muito importantes: as terminações em *onlap* sobre a U2; os refletores plano-paralelos em sua região mais distal, com terminação concordante sobre a unidade U1; e seu contato brusco marcado pelo refletor R3 (verde).

A Unidade 4 (U4) não aparece em todos os sismogramas, mas é importante para a interpretação estratigráfica do sistema. Ela está representada em rosa nos perfis sísmicos e é marcada por terminação em *onlap* em direção ao continente – em geral, sobre a U2 – e terminação em *downlap* em direção ao centro da bacia – em geral, sobre a U2 e U3. Seu limite superior corresponde ao refletor R4 (rosa) e às unidades U5 e U6.

A Unidade 5 (U5) é a maior em todos os perfis e é fortemente representada por seu padrão progradacional, marcado pela terminação em *downlap* sobre as demais unidades com que faz limite inferior – unidades U1, U2, U3 e U4, bem como com o embasamento acústico na porção mais interna da bacia. Sua região mais proximal é caracterizada também por refletores plano-paralelos. Internamente, a U5 possui refletores que se destacam dos seus vizinhos quanto à sua intensidade e, nos perfis em que está presente a falha sísmica, há também refletores curvos em padrão côncavo.

A U5 tem como limite superior o refletor R5 (laranja), que serve também como limite inferior para a Unidade 6, de topo (U6). Esta última unidade, representada na interpretação dos sismogramas, é marcada por características semelhantes às da U5, como o padrão plano-paralelo na região proximal e terminação em *downlap* sobre a própria U5.

As figuras 12, 13, 14 e 15 representam os perfis sísmicos que melhor exemplificam as unidades descritas até aqui.

Conforme descrito anteriormente, a principal diferença entre as fontes *boomer* e *chirp*, utilizadas neste trabalho, são sua frequência e energia - além do tipo

Figura 12: Perfil sísmico 79041543 filtrado (acima) e interpretado (abaixo), mostrando as unidades sísmicas identificadas. Unidade U1, em roxo; Unidade U2, em amarelo; Unidade U3, em verde; Unidade U4, em rosa; Unidade U5, em laranja; e Unidade U6, em azul. Exagero vertical = 5.

Figura 13: Perfil sísmico 79041425 filtrado (acima) e interpretado (abaixo), mostrando as unidades sísmicas identificadas. Unidade U1, em roxo; Unidade U2, em amarelo; Unidade U3, em verde; Unidade U4, em rosa; Unidade U5, em laranja; e Unidade U6, em azul. Exagero vertical = 5.

Figura 14: Perfil sísmico 79041349 filtrado (acima) e interpretado (abaixo), mostrando as unidades sísmicas identificadas. Unidade U1, em roxo; Unidade U2, em amarelo; Unidade U3, em verde; Unidade U4, em rosa; Unidade U5, em laranja; e Unidade U6, em azul. Exagero vertical = 5.

Figura 15: Perfil sísmico 79041616 filtrado (acima) e interpretado (abaixo), mostrando as unidades sísmicas identificadas. Unidade U1, em roxo; Unidade U2, em amarelo; Unidade U3, em verde; Unidade U4, em rosa; Unidade U5, em laranja; e Unidade U6, em azul. Exagero vertical = 5.

de geração de som. Enquanto o *boomer* gera alta energia a baixas frequências, possibilitando assim perfis sísmicos de alta penetração, o *chirp* usa frequência muito maior, gerando menor profundidade e maior resolução na superfície dos sedimentos.

Os sismogramas obtidos com este aparelho são de grande importância para a separação das unidades sísmicas U5 e U6, por exemplo, que possuem o mesmo tipo de padrão de refletores – observados nos perfis do *boomer* – mas têm intensidades de reflexão diferentes, o que é evidenciado pelo maior contraste entre as unidades.

Na figura 16 observa-se a alta reflexão do embasamento, marcado por maiores intensidades de preto, bem como refletores internos da unidade U5.

A figura 17 mostra um sismograma obtido pelo *chirp* transversalmente à figura 16. Nela, podemos identificar, além do embasamento acústico, as unidades U5 e U6 em uma outra orientação, bem como os refletores R5 e R6 que as limitam.

Em geral, os sismogramas obtidos com o *chirp* mostram informações apenas destas duas unidades, porém, são de grande importância para a identificação de diferentes intensidades de reflexão dentro de unidades que, *a priori*, possuem o mesmo padrão deposicional.

5.1 Características tridimensionais das unidades sísmicas

Apesar de não ter sido feito um levantamento sísmico tridimensional, de posse dos dados obtidos é possível identificar as intersecções entre os perfis transversais da malha amostral. Tendo em mãos a posição geográfica de cada tiro, foi possível encontrar feições interessantes e identificar o padrão tridimensional de cada unidade sísmica.

Além disso, estas informações também foram utilizadas mais adiante para a construção de um modelo evolutivo tridimensional para a região. Para cada unidade foram determinadas a profundidade e localização em cada ponto da área estudada.

Os dados foram exportados do software Meridata MDPS no formato DAT, consistindo em informações de posição e profundidade de cada refletor. A partir

Figura 16: Diferenças de intensidades dos refletores internos das Unidades U5 (em laranja) e U6, bem como a alta reflexão do embasamento (em vermelho). Exagero vertical = 5.

Figura 17: Refletores internos das Unidades U5 e U6 mais intensos, bem como o embasamento acústico, além da presença de pelo menos uma múltipla muito bem definida. Exagero vertical = 5.

daí, os dados foram processados no software Surfer, da Golden Software, tendo sido interpolados com o método de *krigagem*.

Após a interpolação, cada *grid* foi utilizado para a criação de um mapa de superfície tridimensional para cada unidade, que depois foram utilizados para a construção do modelo evolutivo.

6 Discussão

Para discutir os resultados obtidos na interpretação dos sismogramas é fundamental retomar a discussão sobre as variações do nível relativo do mar no Pleistoceno Superior e no Holoceno, descritas no início deste trabalho.

As unidades sísmicas definidas para a área de estudo podem ser relacionadas com parasequências estratigráficas, assim como definidas por Vail *et al.* (1977). Mais que isso, analisando os tipos de estruturas internas e as terminações de refletores, as unidades estão ligadas a tratos de sistemas.

A figura 18 mostra um dos exemplos mais claros dentre os sismogramas para a identificação das unidades sísmicas U2, U3, U4 e U5 e sua relação com os tratos de sistema. A unidade U2 (amarelo) possui refletores plano-paralelos em sua porção proximal, truncados pelo refletor R2. Este truncamento foi relacionado com um evento de descida do nível médio do mar e da consequente exposição da camada sedimentar. Por esta razão, a unidade U2 pode ser determinada como um trato de sistemas de mar alto do tipo 1, ou TSMA1.

A unidade U3 (verde) possui refletores terminando em *downlap* em direção ao centro da bacia e em *onlap* em direção ao continente e sobre a unidade U2 – ou sobre o TSMA1. A U3 também termina com um truncamento no refletor R3 o que, aliado às terminações dos refletores internos, caracteriza claramente um trato de sistemas de mar baixo, ou TSMB.

Conforme dito anteriormente, a unidade U4 (rosa) não aparece em todos os perfis sísmicos, porém é de extrema importância para a compreensão do modelo evolutivo proposto. A unidade apresenta terminações em *onlap* em direção ao continente e em *downlap* em direção ao centro da bacia. O mais importante, porém, é que seu padrão retrogradacional determina o trato de sistemas transgressivos, ou TST.

Finalmente, a unidade sísmica U5 representa a mais espessa dentre as descritas até aqui, com refletores plano-paralelos em sua porção proximal e terminações

Figura 18: Um dos perfis sísmicos estudados, mostrando claramente as seis unidades sísmicas propostas: U1 (roxo); U2, (amarelo); U3, (verde); U4 (rosa); U5 (laranja); e U6 (azul). Exagero vertical = 5.

em *downlap* sobre o embasamento acústico e unidade U1. Internamente, a U5 possui refletores que acompanham este padrão, mas com uma intensidade maior que seus vizinhos, podendo indicar momentos diferentes de deposição, definidos seja por estabilizações do nível médio do mar, seja por alterações do aporte sedimentar. Estas são características do trato de sistemas de mar alto do tipo 2, ou TSMA2.

Portanto, quando analisados os sismogramas da região da Baía do Araçá, podem ser identificados os 4 tratos de sistemas propostos por Vail *et al.* (1977) e que são utilizados em estudos sismoestratigráficos.

Como estes tratos estão relacionados com as variações eustáticas, é fundamental que eles sejam ligados a elas na área de estudo. A partir das curvas para o Pleistoceno Superior e para o Holoceno, é possível localizar as unidades sísmicas e os tratos de sistemas na história das variações do nível do mar.

Considerando apenas o padrão geral das curvas de Milliman e Emery (1968), Curray (1965), Kowsmann e Costa (1974) e Corrêa (1996), vê-se que os quatro tratos de sistema, resultantes das variações eustáticas, podem ser relacionados claramente com este padrão. Entretanto, duas hipóteses distintas podem ser levantadas para a posição de cada unidade com relação aos períodos representados nas curvas.

6.1 Hipótese 1: Unidades U1 e U2 formadas durante o Estágio Isotópico 5e

O Estágio Isotópico 5e (Fig. 19) é evidenciado no Brasil em trabalhos como os de Suguio e Martin (1978) e Bittencourt *et al.* (1979). Este estágio é marcado pela ocorrência de nível de mar alto, datado por Martin *et al.* (1982), com análises de $^{230}\text{Th}/\text{U}$, em 120 a 125 mil anos.

O processo de avanço da linha de costa, a partir do Estágio Isotópico 6, corresponde ao fenômeno transgressivo chamado de “Transgressão Cananéia” no estado de São Paulo (Suguio e Martin, *op. cit.*) e de “Penúltima Transgressão” no estado da Bahia (Bittencourt *et al.*, *op. cit.*). Sendo assim, nesta Hipótese 1, a Unidade

Figura 19: Curva de variações eustáticas dos últimos 200 mil anos, adaptado de Hobbs *et al.*, 1998.

U1 estaria relacionada ao período transgressivo ocorrido antes de 120 mil anos A.P., sendo reflexo do período final de subida do nível do mar, imediatamente antes do TSMA definido pela unidade U2.

Mesmo sem definir trato de sistema algum, pela conformidade da unidade com o embasamento, pode-se supor que a deposição ocorreu em um processo de preenchimento do canal, durante a subida do nível do mar. Entretanto, não há como levantar mais hipóteses já que a representatividade local da unidade U1 é bastante limitada.

O TSMA da unidade U2 está posicionado logo após a unidade U1, durante o período final da subida do nível do mar e o estado de mar alto subsequente. Considerando a velocidade do som nos sedimentos como cerca de 1.600 m/s, admite-se que as unidades U1 e U2 estariam posicionadas entre 40 e 10 metros abaixo do nível do mar atual, o que corresponde ao período final da Transgressão Cananéia.

Seguindo a descida do nível do mar durante o final do Pleistoceno Superior – Estágio Isotópico 4 - os refletores plano-paralelos são truncados por uma superfície erosiva que delimita a unidade (R2). Esta regressão marinha expôs os sedimentos da unidade U2, bem como aqueles que os sobrepuseram, tendo sido erodidos pela ação

dos processos de mar baixo. Entretanto, os sedimentos depositados neste período, bem como o TST e o TSMA2 depositados durante a subida do nível do mar do Estágio Isotópico 3 teriam sido erodidos e não se encontrariam registros deles nos perfis sísmicos.

Assim, os sedimentos da unidade U3, um TSMB, na verdade, estão relacionados à deposição do período subsequente ao UMG. É importante destacar que este TSMB não está relacionado ao período de menor nível do mar – em cerca de 21 mil anos A.P. – mas sim a um período um pouco mais recente.

Isto porque, durante o UMG, o nível do mar estava posicionado entre 110 e 130 metros abaixo do atual. Assumindo uma velocidade média do som nos sedimentos de 1.600 m/s, admite-se que a localização da Unidade U3 localiza-se em aproximadamente 40 metros de profundidade (a 50 ms de *twt*). Sendo assim, o TSMB teria se formado entre 12 e 10 mil anos A.P. (Fig. 6).

A partir daí, o TST e o TSMA2 identificados nas unidades U4 e U5, respectivamente, estão relacionados à subida do nível do mar do Holoceno, associada à Transgressão Santos, como é conhecida no estado de São Paulo (Suguio e Martin, 1978). A unidade U4 está posicionada entre 10 e 8 mil anos A.P., enquanto a unidade U5 se formou durante todo o período seguinte de elevação do nível do mar, até os processos atuais representados pela unidade U6.

A parte superior da unidade U5 e a unidade U6 estão relacionadas aos últimos 7 mil anos, e ao processo de diminuição relativamente constante do nível do mar, conforme proposto por Angulo *et al.* (2006). O refletor R5, que delimita estas duas unidades, está provavelmente relacionado ao período de Ótimo Climático de 5.600 anos A.P.

A figura 20 sumariza as informações até aqui propostas para a Hipótese 1 deste trabalho.

Figura 20: Posição de cada unidade sísmica proposta na Hipótese 1, com relação à curva de variação do nível do mar nos últimos 120 mil anos.

6.2 Hipótese 2: Unidade U2 formada durante o Estágio Isotópico 3

A segunda hipótese levantada neste trabalho tem como principal diferença o posicionamento das Unidades U1 e U2 na história evolutiva do Canal de São Sebastião com base nas variações eustáticas.

Nesta Hipótese 2, a unidade U1 está relacionada ao período de subida do nível do mar e preenchimento do canal imediatamente antes do Estágio Isotópico 3 e a unidade U2 ao período de clímax deste período interglacial. A posição deste TSMA1 da unidade U2, porém, pode ser classificada como controversa.

As curvas para o nível do mar durante o Pleistoceno Superior colocam, em geral, o nível do mar entre 60 e 90 metros abaixo do atual durante o Estágio Isotópico 3. Porém, com a evolução dos trabalhos estratigráficos das últimas décadas, vários autores sugerem a possibilidade de níveis mais elevados do nível do mar durante o Estágio Isotópico 3, em geral, com base na identificação de registros de ambientes

estuarinos (*i.e.* Murray-Wallace *et al.*, 1993; Rodriguez *et al.*, 2000; Hanebuth *et al.*, 2006; Osterberg, 2006).

Na região do Canal de São Sebastião, Klein (2005) encontrou também indícios de um nível do mar mais elevado durante o Estágio Isotópico 3, em aproximadamente 6 metros abaixo do atual. As amostras de testemunho consistiam em lamelas com foraminíferos e ostracodes, datadas por radiocarbono em 39.500 anos A.P.

Angulo *et al.* (2008) também aponta indícios para este nível mais elevado, tendo encontrado feições lagunares na costa do estado do Paraná, datadas por radiocarbono com uma idade entre 40.400 a 30.000 anos. Também no Paraná, Veiga (2005) encontrou posições do nível do mar em 13 a 12 metros abaixo do nível atual em 40.600 anos A.P., consistindo em um material lamoso com foraminíferos típicos de ambientes mixohalinos.

As posições das unidades U1 e U2 em *twt* correspondem a 50-60 ms para a U1 e 20-50 ms para a U2. Sendo assim, considerando a velocidade do som nos sedimentos de cerca de 1.600 m/s, as profundidades das unidades seriam de cerca de 40 metros para a U1 e de 10 a 40 metros para a U2.

Desta forma, não se pode rejeitar a possibilidade de que o trato de sistemas de mar alto da unidade U2 esteja, na verdade, relacionado a este ambiente estuarino/lagunar entre 40 e 35 mil anos A.P. Com esta consideração, a unidade U1 estaria posicionada também no período final de subida do nível do mar, na transição entre o Estágio Isotópico 4 e o Estágio Isotópico 3.

Por conseguinte, neste cenário, não existe a grande erosão proposta na Hipótese 1 e os sedimentos da sequência estariam relativamente bem preservados.

A unidade U3 representa um TSMB e se formou após o UMG. Entretanto, como neste período o nível do mar estava em posições entre 110 e 130 metros abaixo do atual, o Canal de São Sebastião ainda estava exposto. Sendo assim, este TSMB se formou durante o preenchimento do canal, mas ainda em uma situação de mar baixo.

Assim como na primeira hipótese discutida, o TST e o TSMA2 identificados nas unidades U4 e U5, respectivamente, estão relacionados à subida do nível do mar associada à Transgressão Santos.

A figura 21 sumariza as informações até aqui propostas para a Hipótese 2 deste trabalho.

Figura 21: Posição de cada unidade sísmica proposta na Hipótese 2, com relação à curva de variação do nível do mar nos últimos 120 mil anos.

Um detalhe muito importante na unidade U5, e válido tanto para a Hipótese 1 quanto para a Hipótese 2, é a presença dos refletores internos com maior amplitude. Assim como propõe Corrêa (1996), a subida do nível do mar após o UMG não foi constante, mas sim interrompida por patamares de estabilização.

A figura 22 mostra um detalhe da unidade U5, que possui refletores de maior intensidade quando comparados a seus vizinhos. Esta diferença de intensidade pode estar relacionada tanto à diferença na composição de sedimentos quanto à ocorrência de hiatos deposicionais.

Figura 22: Detalhe de refletores de maior amplitude na região interna da unidade U5, que podem estar relacionados com os patamares de estabilização propostos por Corrêa, 1996. Exagero vertical = 5.

Considerando os patamares de estabilização propostos por Corrêa (*op. cit.*), é possível que estes refletores estejam relacionados com estes períodos, em 11.000 anos A.P., entre os níveis de -60 e -70 metros; em 9.000 anos A.P., entre os níveis de -32 e -45 metros; e em 8.000 anos A.P., entre -20 e -25 metros. Estas diferenças na deposição podem estar ligadas a alterações no aporte sedimentar – tanto aumento quanto diminuição – ou apenas a uma sedimentação diferenciada durante os períodos em que o nível do mar permaneceu relativamente estável.

Considerando uma velocidade do som nos sedimentos de aproximadamente 1.600 m/s, admite-se que os dois refletores indicados na figura 22, posicionados a 40 e 30 ms de *twf*, estariam a profundidades de cerca de 32 e 24 metros, respectivamente. Sendo assim, estes dois refletores de maior amplitude poderiam ter ligação com os períodos de estabilização de 9.000 e 8.000 anos A.P., respectivamente.

Também relacionado às duas hipóteses, a unidade U6 é a mais recente e está ligada ao padrão de deposição atual da Baía do Araçá. É interessante observar que,

apesar da unidade U6 ter o mesmo padrão interno da unidade U5 – isto é, refletores com terminação em *downlap* sobre a unidade inferior, elas estão separadas por um forte refletor R5. Este refletor pode significar um processo de estabilização do nível do mar, correspondente ao momento de inversão de tendência da curva eustática, ocorrido em 5.600 A.P.

A figura 23 mostra bem a diferença entre as duas unidades e como a progradação da U6 ocorre sobre a U5.

6.3 Evidências de tectônica Neoquaternária na região

O litoral norte do estado de São Paulo possui algumas evidências claras que vêm sendo descritas já há algum tempo como marcas da tectônica, como os eventos magmáticos do Mesozóico-Cenozóico relacionados com o soerguimento da Serra do Mar (Almeida, 1976).

Riccomini *et al.* (1989) afirmam que o sistema de rifts da Serra do Mar possui evidências de tectonismo moderno, chegando até o Holoceno, ou pelo menos até o Pleistoceno Superior (entre 52 e 20 mil anos A.P.). Outros autores, como Hiruma *et al.* (2001) e Etchebehere *et al.* (2004) também relatam os eventos de neotectônica para o platô de Campos do Jordão e para o litoral paulista, respectivamente.

Em muitos dos perfis sísmicos analisados neste trabalho, também é possível perceber reflexos desta neotectônica para o litoral do estado de São Paulo, por meio de um falhamento normal bem caracterizado (Fig. 11), que pode ser identificado por meio dos refletores vizinhos a ela, conforme descrito anteriormente.

Entre os trabalhos que investigam eventos neotectônicos no Brasil e, sobretudo no litoral paulista, não existe qualquer informação sobre o período em que eles ocorreram. Entretanto, analisando os sismogramas da Baía do Araçá, pode-se localizar de forma aproximada a posição no tempo deste evento sísmico, com base nas variações eustáticas na região e a relação espacial da falha e dos tratos de sistemas identificados.

Figura 23: Perfil representando as unidades sísmicas definidas no trabalho, com atenção especial para a progradação da unidade U6 (azul) sobre a unidade U5 (laranja). Exagero vertical = 5.

Os refletores da unidade U2 nas proximidades do falhamento apresentam-se de forma divergente e com importante elevação, quanto mais próximo à falha (Fig. 11). Isso indica que estas camadas já estavam depositadas quando o evento sísmico ocorreu.

A unidade U2 também apresenta outra característica muito interessante, que é o padrão de refletores fortemente divergentes em sua porção mais superior, imediatamente antes do truncamento erosivo (Fig. 24).

Figura 24: Detalhe para os refletores divergentes presentes na unidade U2, nas proximidades da falha sísmica. Exagero vertical = 5.

Estes refletores vão progressivamente ficando mais afastados de seu plano inicial, na base da unidade U2 (contato com a unidade U1), até terminarem no refletor R2. Refletores divergentes próximos a falhas podem estar ligados tanto a processos relacionados com a própria falha ou a apenas processos sedimentares, sendo este último o encontrado nos perfis, fato este caracterizado pelo padrão de divergência em direção à parte superior do perfil.

Mesmo assim, os refletores da unidade U3, por sua vez, apresentam padrão côncavo nas proximidades da falha, indicando seu rebaixamento junto com o bloco abatido, este efeito, sim, relacionado a eventos sísmicos. Outro reflexo deste abatimento são os refletores da unidade U1, que adquirem um padrão inclinado a leste do plano de falha.

A unidade U5, porém, não apresenta indícios dos efeitos do evento sísmico em sua porção superior (mais recente), ficando estes limitados aos primeiros refletores junto à falha. Isto provavelmente se deve ao fato de este TSMA2 ter começado a se depositar nos últimos períodos de atividade tectônica, tendo sua deposição mais intensa ocorrido após isso.

Sendo assim, é de se supor que os eventos de neotectonismo no Canal de São Sebastião tenham ocorrido entre os estágios 5e – ou 3, dependendo da aceitação de uma das duas hipóteses consideradas – e a subida do nível do mar durante o Holoceno (associada à Transgressão Santos).

6.4 Modelo evolutivo sedimentar para a Baía do Araçá

Com base nas informações descritas é possível propor um modelo tridimensional de disposição de sedimentos na área de estudo. Na figuras 25, 26, 27, 28, 29, 30 e 31 está apresentada a evolução da sedimentação, com a formação das unidades descritas nos resultados e discussão deste trabalho.

Desta forma, o modelo proposto pode ser dividido em 6 fases:

- **Fase 1:** Estágio correspondente à subida do nível do mar no Pleistoceno Superior e à formação de um TSMA, representado pela formação da unidade U1 (roxo). Esta fase pode ter ocorrido tanto imediatamente antes do Estágio Isotópico 5e quanto do estágio 3, conforme a hipótese aceita, considerando ainda a possibilidade de um nível do mar mais alto em cerca de 40 mil anos A.P.
- **Fase 2:** Esta fase é marcada pela formação de um TSMA, representado pela unidade U2 (amarelo), podendo ter se desenvolvido, assim como a Fase 1, tanto no Estágio Isotópico 5e quanto no estágio 3, com a possibilidade de um nível do mar mais alto no estágio 3.
- **Fase 3:** Na terceira fase da evolução, houve a formação da unidade U3 (verde), característica de um período de nível do mar baixo, um TSMB.

- **Fase 4:** Na fase 4, o nível do mar começa a subir novamente, durante a Transgressão Santos (Holoceno Inferior a Médio, no litoral paulista), formando um TST.
- **Fase 5:** A quinta fase do sistema é a que possui o maior volume de sedimentos, representada pela unidade U5 (laranja). Este TSMA está relacionado aos períodos finais de subida do nível do mar durante o Holoceno Médio. Além disso, refletores de maior intensidade na região interna da unidade podem estar relacionados com variações no aporte sedimentar ou nas condições de deposição na região interna do canal, ligadas, por sua vez, aos patamares de estabilização do nível do mar sugeridos por Corrêa (1996).
- **Fase 6:** A última fase representa também as condições mais modernas de deposição na região da Baía do Araçá. Representada pela unidade U6, esta fase tem características muito semelhantes àsquelas da Fase 5, porém um forte refletor marca a separação entre elas. Este forte refletor pode estar relacionado a uma superfície de inundação máxima, durante o pico da Transgressão Santos, em aproximadamente 5.600 anos A.P.

Figura 25: Modelo do embasamento acústico da área estudada.

Figura 26: Fase 1 do modelo evolutivo, com a formação da unidade sísmica U1.

Figura 27: Fase 2 do modelo evolutivo, com a formação da unidade sísmica U2.

Figura 28: Fase 3 do modelo evolutivo, com a formação da unidade sísmica U3.

Figura 29: Fase 4 do modelo evolutivo, com a formação da unidade sísmica U4.

Figura 30: Fase 5 do modelo evolutivo, com a formação da unidade sísmica U5.

Figura 31: Fase 6 do modelo evolutivo, com a formação da unidade sísmica U6.

7 Conclusões

A abordagem metodológica proposta neste trabalho demonstrou ser possível o estabelecimento de um modelo evolutivo para a região do Araçá, litoral norte do Estado de São Paulo, com implicações para o conhecimento das variações eustáticas e da tectônica Neoquaternária do sudeste do Brasil.

A análise destes perfis mostrou ser possível usar uma abordagem sismoestratigráfica para o estudo de uma sequência deposicional de curto espaço de tempo geológico. As unidades identificadas nos sismogramas foram relacionadas a tratos de sistemas formados durante as variações eustáticas do Pleistoceno Superior e do Holoceno.

Um ponto muito importante do estudo foi a alta qualidade dos sismogramas, que permitiu a identificação muito clara dos tratos de sistemas mencionados.

Tendo em vista estes tratos de sistemas e o conhecimento atual sobre as variações do nível do mar no Pleistoceno Superior e no Holoceno, foi possível também atribuir um período bem definido para as unidades mais novas do sistema, relacionadas à subida holocênica do nível do mar, associada à Transgressão Santos.

Entretanto, para as duas unidades sísmicas mais antigas, duas hipóteses podem ser consideradas, colocando-as tanto durante o período interglacial do Estágio Isotópico 5e (máximo da Transgressão Cananéia), quanto durante o período interglacial do estágio 3.

Uma definição entre as hipóteses 1 e 2, porém, só pode ser feita com a datação dos sedimentos das unidades U1 e U2, o que é um importante problema analítico, já que não há métodos geocronológicos que possibilitem datar, com alta confiabilidade, sedimentos marinhos com idades variáveis entre 40 mil (baixa confiabilidade da datação por radiocarbono) ou 120 mil anos.

Um modelo evolutivo foi proposto com base na localização espacial e em profundidade de cada refletor e unidade sísmica definidos neste trabalho. Este modelo,

apresentando em forma tridimensional, mostra como se deu a deposição e erosão dos sedimentos da região do Araçá durante as variações do nível do mar no Pleistoceno Superior e no Holoceno.

O modelo propõe quatro fases muito bem definidas ligadas à subida do nível do mar durante os últimos 20 mil anos e 2 fases com duas possibilidades que, conforme mencionado, dependem de uma validação com a datação dos sedimentos. O modelo ainda traz de volta a discussão sobre a possibilidade de um nível do mar mais alto em 39-40 mil anos A.P., conforme diversos autores defendem, mas que diverge das curvas atualmente aceitas para o nível do mar neste período.

Evidências de eventos tectônicos também foram encontradas nos refletores das unidades sísmicas, inclusive com a identificação de um falhamento normal. Esta falha, bem como deformação de camadas e formação de rejeitos de falha foram relacionados com eventos tectônicos Neoquaternários na região do Araçá.

Esta afirmação é corroborada pela posição da falha em relação às unidades sísmicas definidas neste trabalho e sua localização de acordo com as variações eustáticas do Pleistoceno Superior e Holoceno.

Finalmente, o trabalho na região do Araçá, na porção central do Canal de São Sebastião, mostrou que é possível estudar períodos relativamente recentes do tempo geológico com abordagens sismoestratigráficas, mas também mostrou a dependência desta análise das datações dos sedimentos.

A análise estratigráfica permitiu, portanto, definir um modelo evolutivo sedimentar, com base no estudo de perfis sísmicos e no conhecimento de fundamentos da estratigrafia de sequências.

Referências bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. In: **Instituto Geográfico e Geológico**. Geologia do Estado de São Paulo. São Paulo, IGG Boletim 41: 167-263.
- ALMEIDA, F. F. M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. In: ALMEIDA, F. F. M., Continental Margins of Atlantic Type, **An. Acad. brasil. Ciênc.**, 48 (supl.): 15-26.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C. 1997 . The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. **Mar. Geol.**, 140: 141-166.
- ANGULO, R. J.; GIANNINI, P . C. F.; SUGUIO, K.; PESSENDA, L. C. R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. **Mar. Geol.**, 159: 323-339.
- ANGULO, R.J., LESSA, G.C.; SOUZA, M.C.. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Sci. Rev.**, 25: 486-506.
- ARTUSI, L.; FIGUEIREDO Jr., A. G. 2007. Sismoestratigrafia rasa da plataforma continental de Cabo Frio - Araruama - RJ. **Rev. Bras. Geof.**, 25 (Supl. 1): 7-16.
- BARCELLOS, R. L.; FURTADO, V. V. 1999. Processo sedimentar atual e a distribuição de carbono e nitrogênio orgânicos no Canal de São Sebastião (SP) e plataforma continental adjacente. **Rev. bras. oceanogr.**, 47(2): 207-221.
- BARCELLOS, R. L. 2000. **Processo sedimentar atual e a distribuição da matéria orgânica sedimentar no Canal de São Sebastião e Plataforma Continental Interna Adjacente**. Dissertação de Mestrado. São Paulo, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 187 p.

- BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; VILAS BOAS, G. S.; FLEXOR, J. M. 1979. The marine formations of the coast of the State of Bahia. In: **International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary**. 1978. São Paulo, Proceedings, IGCP Project 61: 232-253.
- BRANNER, J. C. 1902. Geology of the northeast coast of Brazil. Bull. **Geol. Soc. Am.**, 13: 41-98.
- CASTRO, B. M., MIRANDA, L. B.; MIYAO, S. Y. 1987. Condições oceanográficas na plataforma continental ao largo de Ubatuba: variações sazonais em média escala. **Bol. do Inst. Oceanogr.**, 35: 135-151.
- CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. B. 1998. Hydrographic properties in the São Sebastião Channel: daily variations observed in March 1980. **Rev. bras. oceanogr.**, 46(2): 111-123.
- CASTRO FILHO, B. M. 1996. **Correntes e massas de água da plataforma continental norte de São Paulo**. Tese de livre-docência. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 248p.
- CONTI, L. A.; FURTADO, V. V. 2006. Geomorfologia da plataforma continental do Estado de São Paulo. **Rev. bras. oceanogr.**, 36(2): 305-312.
- CORRÊA, I. C. S. 1996. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. **Mar. Geol.**, 130: 163-178.
- CURRAY, J. R. 1961. Late Quaternary sea level: A discussion. **Geol. Soc. America. Bull.**, 72: 1707-1712.
- CURRAY, J. R. 1965. Late Quaternary history, continental shelves of the United States. In: WRIGHT e FREY, eds., **The Quaternary of the United States**, Princeton, N.J., Princeton University Press, p.723-735.
- DELIBRIAS, C.; LABOREL, J. 1969. Recent variations of the sea level along the Brazilian coast. **Quaternaria**, 14: 45-49.

ERCILLA, G.; ESTRADA, F.; CASAS, D.; ALONSO, B.; FARRÁN, M. 2009. The El Masnou infralittoral sedimentary environment (Barcelona province, NW Mediterranean Sea): morphology and Holocene seismic stratigraphy. **Sci. Mar.**, 74(1): 179-196.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, A. J. 2004. Detection of neotectonic deformations along the Rio do Peixe Valley, Western São Paulo State, Brazil, based on the distribution of late Quaternary allunits. **Rev. bras. Geomorf.**, 1: 109-114.

FÚLFARO, V.J., SUGUIO, K.; PONÇANO, W.L. 1974. A gênese das planícies costeiras paulistas. In: **Congresso Brasileiro de Geologia, 28. Anais.** Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia. v.3. p.37-42.

FURTADO, V. V. 1978. Contribuição ao estudo da sedimentação atual no Canal de São Sebastião. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 2 v.

FURTADO, V. V.; GALLO, J.; LUEDERMANN, E. F. 1987. Análise do comportamento das correntes através de corpos de deriva no Canal de São Sebastião, São Paulo. In: **Congresso Brasileiro de Estudos do Quaternário, 1.** Porto Alegre, 1987. Anais. Porto Alegre, ABEQUA. p. 93-102.

FURTADO, V. V.; MAHIQUES, M. M. 1990. Distribuição de sedimentos em regiões costeiras e plataforma continental norte do Estado de São Paulo. In: **Anais da Academia de Ciências do Estado de São Paulo**, Águas de Lindóia, 71(1): 20-29.

FURTADO, V. V. 1995. Sedimentação Quaternária no Canal de São Sebastião. **Publ. esp. Inst. oceanogr.**, 11: 27-35.

FURTADO, V. V., BONETTI FILHO, J.; CONTI, L. A. 1996. Paleo river valley morphology and sea level changes on the southeastern Brazilian Continental Shelf. **An. Acad. Bras. Ciênc.**, 68(supl. 1):163-169.

HANEUBUTH, T. J. J.; SAITO, Y.; TANABE, S.; VU, Q. L.; NGO, Q. T. 2006. Sea levels during late marine isotope stage 3 (or older?) reported from the Red River delta (northern Vietnam) and adjacent regions. **Quatern. Int.**, 145-146: 119-134.

HARTT, C. F. 1870. **Geology and Physical Geography of Brazil**. Boston, Fields, Osgood & Co., 620p.

HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J.; FERNÁNDEZ-SALAS, L. M.; LOBO, F.; SOMOZA, L.; DÍAZ DEL RÍO, V.; ALVEIRINHO-DIAS, J. M. 2000. The infralittoral prograding wedge: a new large-scale progradational sedimentary body in shallow marine environments. **Geo. Mar. Lett.**, 20: 109-117.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C. 2001. Neotectônica no planalto de Campos do Jordão, SP. **Rev. bras. Geoc.**, 31(3): 375-384.

HOBBS, C. H.; KRANTZ, D. E.; WIKEL, G. L. 1998. Coastal Processes and Offshore Geology. In: BAILEY, C. (ed.). **The Geology of Virginia**. College of William and Mary.

KLEIN, D. A. 2005. **Registros de variações ambientais no Canal de São Sebastião (Estado de São Paulo), durante o último ciclo glacial**. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 85p.

KOWSMANN, R. O.; COSTA, M. P. A. 1974. Paleolinhas de costa na plataforma continental das regiões sul e norte brasileira. **Rev. Bras. Geoci.**, 4(4): 215-222.

LOBO, F.J.; FERNÁNDEZ-SALAS, L. M.; HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J.; GONZÁLEZ, R.; DIAS, J. M. A.; DIAZ DEL RÍO, V.; SOMOZA, L. 2005. Holocene highstand deposits in the Gulf of Cadiz, SW Iberian Peninsula: A high-resolution record of hierarchical environmental changes. **Mar. Geol.**, 219: 109-131.

LOBO, F. J., MALDONADO, A., HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J., FERNÁNDEZ-SALAS, L. M., ERCILLA, G.; ALONSO, B. 2008. Growth patterns of a proximal terrigenous margin offshore the Guadalfeo River, northern Alboran Sea (SW Mediterranean Sea): glacio-eustatic control and disturbing tectonic factors. **Mar. Geophys. Res.**, 29: 195-216.

LOWRIE, A.; HAMITER, R. 1995. Fifth and sixth order eustatic events during Holocene (Fourth Order) highstand influencing Mississippi delta-lobe switching. **J. Coastal Res.**, SI 17: 225-229.

MAHIQUES, M. M.; FURTADO, V. V.; TESSLER, M. G. 1989. Origin and evolution of isolated depressions on the coastal region of São Paulo and Rio de Janeiro states. In: **International Symposium on Global Changes in South America During the Quaternary: Past-Present-Future**. ABEQUA-INQUA, São Paulo, Spec. Publ, n. 1, p. 285-288.

MAHIQUES, M.M.; SOUZA, L.A.P. 1999. Shallow seismic reflectors and upper Quaternary sea level changes in the Ubatuba region, São Paulo State, Southeastern Brazil. **Rev. bras. de oceanogr.**, 47: 1-10.

MAHIQUES, M.M., MISHIMA, Y.; RODRIGUES, M. 1999. Characteristics of the sedimentary organic matter on the inner and middle continental shelf between Guanabara Bay and São Francisco do Sul, southeastern Brazilian margin. **Cont. Shelf Res.**, 19: 775-798.

MAHIQUES, M.M., TESSLER, M.G., CIOTTI, A.M., SILVEIRA, I.C.A., SOUSA, S.H.M., FIGUEIRA, R.C.L., TASSINARI, C.C.G., FURTADO, V.V.; PASSOS, R.F. 2004. Hydrodynamically driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. **Cont. Shelf Res.**, 24: 1685-1697.

MAHIQUES, M.M., TASSINARI, C.C.G., MARCOLINI, S., VIOLANTE, R.A., FIGUEIRA, R.C.L., SILVEIRA, I.C.A., BURONE, L.; SOUSA, S.H.M. 2008. Nd and Pb isotope signatures on the Southeastern South American upper margin: Implications for sediment transport and source rocks. **Mar. Geol.**, 250: 51-63.

MAHIQUES, M. M.; WAINER, I. K. C.; BURONE, L.; NAGAI, R.; SOUSA, S. H. M.; FIGUEIRA, R. C. L.; SILVEIRA, I. C. A.; BÍCEGO, M. C.; ALVES, D. P. V. ; HAMMERB, Ø. 2009. A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: Paleoenvironmental implications. **Quat. Intern.**, 206: 52-61.

MAHIQUES, M. M.; SOUSA, S. H. M.; FURTADO, V. V.; TESSLER, M. G.; TOLEDO, F. A. L.; BURONE, L.; FIGUEIRA, R. C. L.; KLEIN, D. A.; MARTINS,

C. C.; ALVES, D. P. V. 2010. The southern brazilian shelf: General Characteristics, Quaternary evolution and sediment distribution. **Braz. J. Oceanogr.**, 58 (special issue PGGM): 25-34.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. 2003. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **J. Coastal Res.**, 19(1): 101-124.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. 1979. Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ). In: SUGUIO, K., FAIRCHILD, T.R., MARTIN, L., FLEXOR, J.M. (Eds.), **Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary**, 296–331.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS-BOAS, G. 1980. Le Quaternaire marin brésilien (Littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). **Cahiers O.R.S.T.O.M., ser. Geol.**, 11: 95–124.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS-BOAS, G. S. 1982. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira: datação do máximo da penúltima transgressão. **Ciênc. Terra**, 1: 16-17.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. 1986. Shell middens as a source for additional information in Holocene shoreline and sea-level reconstruction: examples from the coast of Brazil. In: VAN DE PLASSCHE, O. (Ed.), **Sea-Level Research: a Manual for the Collection and Evaluation of Data**. Geo Books. Amsterdam, Free University, 503–521.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. **J. Coastal Res.**, 19: 101–124.

MILLIMAN, J. D.; EMERY, K. O. 1968. Sea levels during the Past 35,000 years. **Science**, 162: 1121-1123.

MITCHUM Jr, R. M., VAIL, P. R.; SANGREE, J. B. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection

patterns in depositional sequences. In: Payton, C. E. (ed.). Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. **AAPG, Memoir 26**: 117-133.

MITCHUM Jr, R. M.; VAN WAGONER, J. C. 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. **Sediment. Geol.**, 70: 131-160.

MODENESI-GAUTTIER, M. C.; HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C. 2002. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. **Geomorphology**, 43: 257-271.

MÖLLER JR., O.O., PIOLA, A.R., FREITAS, A.C.; CAMPOS, E.J.D. 2008. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. **Cont. Shelf Res.**, 28: 1607-1624.

MURRAY-WALLACE, C. V.; BELPERIO, A. P.; GOSTIN, V. A.; CANN, J. H. 1993. Amino acid racemization and radiocarbon dating of interstadial marine strata (oxygen isotope stage 3), Gulf St. Vincent, South Australia. **Mar. Geol.**, 110: 83-92.

NAISH, T.; KAMP, P. J. J. 1997. Sequence stratigraphy of sixth-order (41 k.y.) Pliocene-Pleistocene cyclothems, Wanganui basin, New Zealand: A case for the regressive systems tract. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 109(8): 978-999.

OSTERBERG, E. C. 2006. Late Quaternary (marine isotope stages 6-1) seismic sequence stratigraphic evolution of the Otago continental shelf, New Zealand. **Mar. Geol.**, 229: 159-178.

PAYTON, C. E. 1977. Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration. **AAPG Memoir 26**, 516 p.

PETRI S.; SUGUIO, K. 1973. Stratigraphy of the Iguape-Cananéia Lagoonal Region Sedimentary Deposits. São Paulo, Brazil. Part II: Heavy minerals studies, microorganisms inventories and stratigraphical interpretations. **Bol. IG-USP**, 4:71-85.

PIRES-VANIN, A. M. S. 2008. **Oceanografia de um Ecossistema Subtropical: Plataforma de São Sebastião**. São Paulo, Edusp, 461 p.

PONÇANO, W. L.; CARNEIRO, C. D. R.; BISTRICHI, C. A.; ALMEIDA, F. F. M.; PRANDINI, F. L. 1981. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas. 94 p. (Publicação no. 1183).

POSAMENTIER, H. W.; VAIL, P. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tracts models. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.St.C; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C.A. % VAN WAGONER, J.C. (eds.). **Sea Level change - an integrated approach**. Soc. Econ. Pa., 42:110-124.

RIBEIRO, H. J. P. S. 2001. **Estratigrafia de sequências: fundamentos e aplicações**. São Leopoldo, RS, Editora Unisinos, 428p.

RICCOMINI, C. 1989. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 256p.

RODRIGUEZ, A. B.; ANDERSON, J. B.; BANFIELD, L. A.; TAVIANI, M.; ABDULAH, K.; SNOW, J. N. 2000. Identification of a -15 m middle Wisconsin shoreline on the Texas inner continental shelf. **Palaeogeogr. Palaeocl.**,158: 25-43.

SOUZA, L.A.P. 2006. **Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas**. Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 283 p.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. 1976. Brazilian coastline quaternary formations the States of São Paulo and Bahia littoral zone evolutive schemes. **Anais Acad. Bras. Cien.** 48 (Supl.), 325-334.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. 1978. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul-fluminense. In: **International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary**. Special Publication. São Paulo, Instituto de Geociências da USP - Soc. Bras. Geol., 1: 1-5.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Rev. Bras. Geoc.**, 15: 273–286.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. 1987. Classificação de costas e evolução geológica das planícies litorâneas quaternárias do sudeste e sul do Brasil. In: **Simpósio sobre ecossistemas da costa sul e sudeste do Brasil, Síntese de conhecimentos, Cananéia**, 1987. São Paulo, Aciesp, 1: 1-28.

SCHWARZER, K.; STATTEGGER, K.; VITAL, H.; BECKER, M. 2006. Holocene coastal evolution of the Rio Açu Area (Rio Grande do Norte, Brazil). **J. Coastal Res.**, SI 39: 141-145.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M.; THOMPSON, S. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Change of Sea Level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap. In: PAYTON, C.E. (Ed) **Seismic stratigraphy – Application to hydrocarbon exploration**. Memoir 26. Tulsa, AAPG, Part. 3: 63-81.

VAIL, P. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure. In BALLY, A. W. (ed.), Atlas of seismic stratigraphy. **AAPG Stud. Geol.** 27, p. 1–10.

VAN ANDEL, T. H.; LABOREL, J. 1964. Relative high sea level stand near Recife, Brazil. **Science**, 154: 580-581.

VEIGA, F. A. 2005. **Processos morfodinâmicos e sedimentológicos na plataforma continental rasa paranaense**. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Paraná, 193p.

ZEMBRUSKI, SG. 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: **Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes**. Rio de Janeiro, PETROBRAS, CENPES, DINTEP, 177 p. Série Projeto REMAC, 7: 129-177.

Anexos - Perfis sísmicos

Figura 32: Perfil sísmico 79041246, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho:

U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.

Figura 33: Perfil sísmico 79041256, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho:

U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.

Figura 34: Perfil sísmico 79041304, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho:

U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.

Figura 35: Perfil sísmico 79041316, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho:

U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero

vertical = 5.

Figura 36: Perfil sísmico 79041325, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho:

U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.

Figura 37: Perfil sísmico 79041402, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho:

U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.

Figura 38: Perfil sísmico 79041412, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho:

U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.

Figura 39: Perfil sísmico 79041435, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho: U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.

Figura 40: Perfil sísmico 79041448, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho:

U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.

Figura 41: Perfil sísmico 79041627, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho:

U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.

Figura 42: Perfil sísmico 79051051, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho:

U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.

Figura 43: Perfil sísmico 79051121, com as unidades sísmicas definidas neste trabalho:

U1 (roxo), U2 (amarelo), U3 (verde), U4 (rosa), U5 (laranja) e U6 (azul). Exagero vertical = 5.