

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO  
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS  
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA E ECOLOGIA  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

GABRIELA DE ALMEIDA BERNARDO

**DEPÓSITOS SEDIMENTARES DO DELTA DE CABECEIRA DO  
RIO SANTA MARIA DA VITÓRIA, BAÍA DE VITÓRIA, ES.**

VITÓRIA

2009

GABRIELA DE ALMEIDA BERNARDO

**DEPÓSITOS SEDIMENTARES DO DELTA DE CABECEIRA DO  
RIO SANTA MARIA DA VITÓRIA, BAÍA DE VITÓRIA, ES.**

Monografia apresentada ao Curso de Oceanografia do Departamento de Oceanografia e Ecologia da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito para obtenção do título de Bacharel em Oceanografia.

Orientador: Alex Cardoso Bastos

VITÓRIA

2009

GABRIELA DE ALMEIDA BERNARDO

**DEPÓSITOS SEDIMENTARES DO DELTA DE CABECEIRA DO  
RIO SANTA MARIA DA VITÓRIA, BAÍA DE VITÓRIA, ES.**

Monografia apresentada ao Curso de Graduação em Oceanografia do  
Departamento de Oceanografia e Ecologia da Universidade do Espírito Santo,  
como requisito para obtenção do título de Bacharel em Oceanografia.

**COMISSÃO EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos  
Orientador

---

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Valéria da Silva Quaresma  
Examinadora Interna – DOC/UFES

---

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Jacqueline Albino  
Examinadora Interna – DOC/UFES

VITÓRIA  
2009

A Áurea e Itamar, que me deram a  
vida e me ensinaram a viver.

“Nossas dúvidas são traidoras e nos fazer perder o que, com freqüência, poderíamos ganhar, por simples medo de arriscar.”

William Shakespeare

## **AGRADECIMENTOS**

A Deus, por iluminar as minhas idéias e o meu caminho nesse estudo, além de conceder-me forças para chegar até o final.

A Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), por fornecer a bolsa de Iniciação Científica.

Ao meu orientador Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos, por iniciar esse estudo comigo, pela paciência em me ouvir, por me incentivar e pelas idéias, que afinal, renderam bons frutos.

A todos os professores do Departamento de Oceanografia e Ecologia (DOC), que contribuíram para a minha formação profissional.

Ao Paulo, que me ajudou constantemente em todas as etapas desse estudo.

A Dany, pela amizade, pelo incentivo na área geológica desde o começo da graduação e pela ajuda incansável até o último minuto.

Ao Léo e Ivan, por sempre trocarem informações sobre geologia comigo, além de fornecerem ajuda com os mapas e nas referências bibliográficas.

Aos amigos do Laboratório de Geologia Marinha (LaboGeo) Estefânea, Mariana, Silvia e Micareta, pela ajuda e descontração no ambiente de estudo.

A galera da minha sala Preto, Ericão, Futriqueira, Casseta, Gogó, Tinho e Bronw, que sempre forneceram o clima de alegria e amizade em todos os momentos.

Aos meus pais Áurea e Itamar, que sempre acreditaram em mim e não me desampararam nesse momento intenso da minha vida.

Aos meus irmãos Danielle e Rodrigo, que mesmo estando longe, seja pela distância ou pela correria do dia-a-dia, incentivaram-me com perguntas sobre o meu estudo.

A todos os meus amigos e familiares, que não foram citados, mas que contribuíram para a minha formação.

## RESUMO

As análises dos depósitos sedimentares realizadas no delta de cabeceira do Rio Santa Maria da Vitória foram feitas através da correlação dos dados sísmicos e sedimentológicos. Desse modo, utilizou-se o método indireto de alta resolução com o perfilador de sub-fundo Stratabox-SyQuest 10 kHz e o método direto da testemunhagem, além da compilação de estudos pretéritos realizados na região, como as informações sobre biofácies e datações de radiocarbono. A partir da interpretação das linhas sísmicas, verificou-se a presença de 3 (três) superfícies sismoestratigráficas, a superfície irregular S1, que marca o limite inferior da unidade sísmica e indica o preenchimento do canal, a superfície S2, que possui um padrão de forte de reflexão, não contínuo e irregular e S3, representando a superfície de não conformidade atual que também possui um refletor de forte reflexão. De acordo com as análises granulométricas, constata-se que o testemunho BV 0808 é predominantemente arenoso, tendo em vista a porcentagem de areia entre 91 e 99,9%. Já a configuração do testemunho BV 0825 quanto à análise granulométrica, o caracteriza como um pacote sedimentar essencialmente diferente do anterior, sendo predominantemente lamoso com porcentagem de lama entre 83 e 98%. As interpretações desses dados possibilitaram a idealização de um modelo de sedimentação da região do delta de cabeceira e de parte do estuário da Baía de Vitória, em que o testemunho BV 0825 foi associado à mistura de fácies de areia/lama transgressiva (transgressão marinha) e fácies de areia/lama regressiva (regressão marinha). Essa mistura de fácies ocorreu devido ao ravinamento de maré que erodiu o depósito lamo arenoso transgressivo e a lama regressiva. Além disso, com o processo de regressão marinha, houve o entalhamento do rio e deposição de sedimento arenoso de origem fluvial (BV 0808), além do retrabalhamento e deslocamento dos sedimentos do fundo. Também vale ressaltar que a presença de fácies arenosa típica do ambiente fluvial indica que o delta de cabeceira está tentando se estabelecer e construir uma feição relativamente bem definida, porém, a energia das correntes de maré, erode ou impede a deposição de sedimentos mais finos, que seriam representados pelas fácies lamosas fluviais. O modelo de sedimentação evidencia as oscilações

entre transgressão e regressão marinha ocorridas na Baía de Vitória e mostra similaridade com outros modelos realizados para estuários da costa brasileira, evidenciando o preenchimento do estuário e a tendência do lento decaimento do nível do mar.

**Palavras-chave:** superfícies sismoestratigráficas, análise granulométrica e modelo de sedimentação.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Mapa de localização da Baía de Vitória, contendo em destaque (quadrado vermelho) a delimitação da área de estudo ..... **19**
- Figura 2:** Mapa de distribuição textural segundo Folk (1954 apud Dias, 2004) da Baía de Vitória. Modificado de Veronez Jr. *et al.*, (no prelo). ..... **20**
- Figura 3:** Seção sísmica representativa da região onde foram coletados os testemunhos T2 e T3 em associação com as respectivas biofácies encontradas. A profundidade dos testemunhos está fora de escala (ALMEIDA, 2009) ..... **21**
- Figura 4:** Esquema de empilhamento das biofácies representando a passagem de um ambiente francamente marinho (base) até as condições atuais (topo) na Baía de Vitória (ALMEIDA, 2009). ..... **22**
- Figura 5:** Seção sísmica de alta resolução (a) e a interpretação (b), sendo apresentada a localização dos testemunhos e as datações de radiocarbono (BASTOS *et al.*, no prelo)..... **22**
- Figura 6:** Representação do estuário dominado por onda com A) Tipos de energias, B) Componentes morfológicos C) Fácies sedimentares em seção longitudinal (Adaptado de Dalrymple *et al.* 1992). ..... **25**
- Figura 7:** Representação do estuário dominado por maré com A) Tipos de energias, B) Componentes morfológicos C) Fácies sedimentares em seção longitudinal (Adaptado de Dalrymple *et al.* 1992). ..... **26**
- Figura 8:** Modelos de fácies geomorfológicas mostrando a evolução idealizada de um estuário dominado por maré em um delta dominado por maré (A, B, C) e um estuário dominado por onda em um delta dominado por onda (D, E, F) (Adaptado de Heap *et al.*, 2004). ..... **28**
- Figura 9:** Esquemática da evolução e das mudanças de fácies, destacando a velocidade de acontecimento da transição de um estuário para o delta, ao longo do tempo (Adaptado de Heap *et al.*, 2004). ..... **29**
- Figura 10:** Relação entre o espaço de acomodação do sedimento com a eustasia, tectônica e aporte de sedimento (Adaptado de Coe, 2003) ..... **31**

<b>Figura 11:</b> Esquema da evolução dos estuários, relacionando as características geomorfológicas com a variação do nível do mar (Adaptado de Zaitlin <i>et al.</i> 1994).....	<b>33</b>
<b>Figura 12:</b> Envelope do nível do mar e reconstrução do paleo-nível-do-mar para a costa norte brasileira 28° (linha sólida e quadrados) e sul de 28° (linha pontilhada e círculos) (Adaptado de Angulo <i>et al.</i> 2006).....	<b>35</b>
<b>Figura 13:</b> Mapa de localização das linhas sísmicas e dos testemunhos na Baía de Vitória.....	<b>39</b>
<b>Figura 14:</b> Organograma de interpretação sismoestratigráfica de uma sequência sísmica (Adaptado de Mitchum <i>et al.</i> , 1977).....	<b>44</b>
<b>Figura 15:</b> Descrição visual do testemunho BV 0808 (esquerda), com subdivisões da fração lamosa (Lama) e arenosa muito fina (Mf), fina (F), média (Md), grossa (G) e muito grossa (Mg). Porcentagem das frações de lama, areia e cascalho ao longo do testemunho (direita).....	<b>45</b>
<b>Figura 16:</b> Descrição textural segundo Folk (1954 apud Dias, 2004) e análise composicional (porcentagem de foraminíferos, minerais pesados, carbonatos e siliciclásticos) da fração de 3,0 phi do testemunho BV 0808.....	<b>47</b>
<b>Figura 17:</b> Descrição visual do testemunho BV 0825 (esquerda), com subdivisões da fração arenosa em muito fina (Mf) e fina (F) e porcentagem das frações de lama, areia e cascalho ao longo do testemunho (direita) .....	<b>49</b>
<b>Figura 18:</b> Percentual de matéria orgânica ao longo do testemunho BV 0825....	<b>50</b>
<b>Figura 19:</b> Descrição textural segundo Folk (1954 apud Dias, 2004) e análise composicional (porcentagem de foraminíferos, minerais pesados, carbonatos e siliciclásticos) da fração de 3,0 phi do testemunho BV 0825.....	<b>51</b>
<b>Figura 20:</b> Seção sísmica (A) e a interpretação sismoestratigráfica (B), destacando as 3 (três) superfícies estratigráficas (S1, S2 e S3), o posicionamento do testemunho BV 0825 e a presença de gás no registro sísmico .....	<b>54</b>
<b>Figura 21:</b> Mapa de localização das linhas sísmicas e dos 3 pontos de intersecção .....	<b>55</b>

<b>Figura 22:</b> Seções sísmicas (A e B) que representam o ponto de intersecção 1 e as superfícies sismoestratigráficas S1, S2 e S3.....	<b>56</b>
<b>Figura 23:</b> Seções sísmicas (A e B) que representam o ponto de intersecção 2 e as superfícies sismoestratigráficas S3 e S2.....	<b>56</b>
<b>Figura 24:</b> Seções sísmicas (A e B) que representam o ponto de intersecção 3 e a superfície sismoestratigráfica S3.....	<b>57</b>
<b>Figura 25:</b> Seção sísmica (A) e a interpretação sismoestratigráfica (B).....	<b>58</b>
<b>Figura 26:</b> Seção sísmica (A) e a interpretação sismoestratigráfica (B).....	<b>58</b>
<b>Figura 27</b> Seção sísmica (A) e a interpretação sismoestratigráfica (B).....	<b>59</b>
<b>Figura 28:</b> Perfil batimétrico longitudinal, com o posicionamento dos dois testemunhos BV 0808 e o BV 0825, distâncias verticais e longitudinais entre os testemunhos, identificação das biofácies e a correlação com a datação de radiocarbono .....	<b>60</b>
<b>Figura 29:</b> Mapa de localização do depósito deltaico do Rio Santa Maria da Vitória .....	<b>64</b>
<b>Figura 30:</b> Mapa de localização do depósito deltaico do Rio Santa Maria da Vitória Distribuição das fácies sedimentares e a correlação com os ambientes deposicional e o tempo que ocorreu essa deposição (Adaptado de Veronez Jr., 2009) .....	<b>65</b>
<b>Figura 31:</b> Seção esquemática litológica ao longo do eixo longitudinal do delta de cabeceira e de parte do estuário da Baía de Vitória.....	<b>66</b>
<b>Figura 32:</b> Seções esquemáticas litológicas ao longo do eixo longitudinal de 3 estuários, James, Gironde e Paranaguá (Adaptado de Lessa <i>et al.</i> 1998) .....	<b>68</b>

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1:</b> Relação dos estudos realizados na Baía de Vitória e os dados principais selecionados. ....	<b>37</b>
<b>Tabela 2:</b> Características dos dois testemunhos amostrados.....	<b>40</b>

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>15</b>
<b>2</b>	<b>OBJETIVO GERAL.....</b>	<b>18</b>
2.1	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	18
<b>3</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>19</b>
<b>4</b>	<b>EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DE ESTUÁRIOS E DELTAS.....</b>	<b>23</b>
4.1	DEFINIÇÃO DE ESTUÁRIOS E DELTAS.....	23
4.2	MODELOS DE ESTUÁRIOS DOMINADOS POR ONDA E POR MARÉ..	24
4.3	TRANSIÇÃO DE ESTUÁRIO PARA DELTA.....	27
4.4	ELEVAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR.....	30
<b>4.4.1</b>	<b>Variação do nível do mar no Brasil.....</b>	<b>33</b>
<b>5</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>37</b>
5.1	ANÁLISE DE DADOS PRÉ-EXISTENTES.....	37
5.2	MÉTODO INDIRETO.....	38
5.3	MÉTODOS DIRETOS.....	39
<b>5.3.1</b>	<b>Testemunhos.....</b>	<b>39</b>
5.3.1.1	Coleta.....	39
5.3.1.2	Análise visual.....	40
5.3.1.3	Sub-amostragem.....	40
<b>5.3.2</b>	<b>Processamento das amostras.....</b>	<b>41</b>
5.3.2.1	Granulometria e Estatística.....	41
5.3.2.2	Análise morfológica.....	42
5.4	INTEGRAÇÃO DOS DADOS SÍSMICOS E SEDIMENTOLÓGICOS.....	43
5.5	INTERPRETAÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA.....	43

<b>6</b>	<b>RESULTADOS.....</b>	<b>45</b>
<b>7</b>	<b>DISCUSSÃO.....</b>	<b>60</b>
<b>8</b>	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>70</b>
<b>9</b>	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>72</b>
	<b>ANEXOS.....</b>	<b>78</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Estuário é um ambiente costeiro, semi-fechado, de forte interação entre os processos marinhos e fluviais, correspondendo a um ambiente transicional (DALRYMPLE *et al.*, 1992), com características geológicas, oceanográficas e sedimentológicas diversas que os transformam em sistemas peculiares (DAVIS, 1985).

A origem dessa feição pode estar associada aos vales incisos formados quando o nível médio do mar estava abaixo do atual e que foram posteriormente preenchidos devido à elevação do nível do mar (transgressão). Tal fato é evidenciado pela chegada de sedimentos marinhos, que deram origem as fácies influenciadas pela maré e pelas ondas. Também há a formação de fácies caracterizadas pelos sedimentos provenientes dos rios, indicando processos fluviais (DALRYMPLE *et al.*, 1992).

A evolução sedimentar dos estuários é delimitada por superfícies estratigráficas significantes que estabelecem, desde o topo até a base, a sequência estratigráfica deposicional. Desse modo, tem-se primeiramente a superfície regressiva, ocasionada devido à regressão marinha, marcada por não conformidades sub-aéreas (incisão fluvial e erosão do canal principal) e superfícies regressivas de erosão marinha, sendo seguida pela superfície transgressiva de inundação que, dependendo do grau de intensidade dos fatores hidrodinâmicos atuantes (maré e onda), ocasiona superfícies de ravinamento. Vale ressaltar que a superfície transgressiva representa a transição do trato de sistema de mar baixo, progradacional ou agradacional, para o trato de sistema de mar alto, nível de máxima transgressão marinha (ZAITLIN *et al.*, 1994; CATUNEANU, 2006).

Em um momento de predomínio da atuação fluvial, devido ao processo de regressão marinha (superfície regressiva), ocorre o conseqüente entalhamento do rio, deposição de fácies lamosas ou arenosas regressivas e a formação de depósitos deltaicos na sua foz, sendo denominados deltas de cabeceira

(DALRYMPLE *et al.*, 1992; NICHOLS, 1999). Essas feições são originadas devido à taxa de acúmulo sedimentar da bacia de drenagem do rio ser maior do que a taxa de dispersão por correntes de maré ou atuação das ondas, desse modo, podem sofrer processos de progradação e variar em magnitude, de acordo com a vazão do rio e com a geometria/área da bacia de drenagem (COE, 2003).

A sucessão dos eventos transgressivos e regressivos marinhos define o processo de preenchimento de um estuário levando a formação de uma sequência estratigráfica para uma determinada costa. Dessa forma, é possível idealizar um modelo estratigráfico o qual considera as variações dos processos deposicionais das fácies, assim como os processos de remoção desse sedimento devido à erosão, conforme realizado por Allen e Posamentier, (1993), Nichol *et al.* (1994), Lessa *et al.*, (1998) e Lobo *et al.*, (2003).

Tendo em vista a particularidade dos processos de transgressão e regressão marinha que ocorrem nas regiões costeiras, destacam-se para a costa sudeste brasileira as variações do nível do mar durante o Holoceno, apresentadas por Suguio *et al.*, (1985) e por Ângulo e Lessa (1997). Esses autores afirmam a ocorrência de um evento máximo pós-glacial transgressivo marinho, por volta de 5100 anos. A.P., intercalado por possíveis intervalos de oscilações negativas, em que o nível do mar atingiu o atual ou níveis mais baixos.

Além disso, há a tendência atual de descida do nível do mar que diferencia a costa sudeste brasileira de outras regiões do mundo, apresentando os produtos dos eventos regressivos ao longo de toda a costa leste, como os terraços arenosos e as feições erosivas que alteram os depósitos costeiros (ÂNGULO *et al.* 2006). A composição formada por costas regressivas e pela feição estuarina proporciona um curto tempo geológico de existência dessa formação, uma vez que a taxa de sedimentação se soma a taxa de descida do nível do mar. Essa união de fatores altera a geomorfologia da linha de costa e gera conseqüências de ocupação nas cidades litorâneas (LESSA, 2005).

Visando uma melhor compreensão dos processos de sedimentação e preenchimento em estuários de costas regressivas, o presente trabalho estuda os depósitos deltaicos formados pelo Rio Santa Maria da Vitória localizado na Baía de Vitória (Vitória-ES), através de evidências sedimentológicas (testemunhos), métodos investigativos acústicos (sísmica) e conhecimentos sobre as oscilações relativas do nível do mar para a costa leste brasileira. Além disso, associações são feitas com dados pré-existentes de datações de radiocarbono (BASTOS *et al.*, *no prelo*) e análises micropaleontológicas de foraminíferos (ALMEIDA, 2009) já realizadas na baía. Desse modo, o principal objetivo desse estudo é a investigação do processo de preenchimento do delta de cabeceira do Rio Santa Maria da Vitória, através do estabelecimento de um modelo de fácies estratigráfica.

## **1 OBJETIVO GERAL**

- Este trabalho tem como principal objetivo investigar os depósitos sedimentares do delta estuarino (de cabeceira) do Rio Santa Maria da Vitória, localizado na Baía de Vitória.

### **1.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Definir a estratigrafia dos depósitos sedimentares na foz do Rio Santa Maria da Vitória;
- Correlacionar os dados sísmicos com os sedimentológicos;
- Descrever os padrões de estratificação de acordo com a reflexão sísmica (sismoestratigrafia), reconhecendo as sequências deposicionais e as litofácies;
- Relacionar as variações eustáticas do nível do mar da costa sudeste brasileira com os padrões de sedimentação;
- Estabelecer um modelo de fácies para o delta de cabeceira do Rio Santa Maria da Vitória.

## 2 ÁREA DE ESTUDO

A Baía de Vitória está localizada entre a Baía do Espírito Santo e a desembocadura do rio Santa Maria da Vitória, possuindo dois canais que possibilitam a ligação permanente com o oceano, sendo esses, o Canal da Passagem e o canal do Porto de Vitória. A contribuição fluvial nessa Baía é dominada principalmente pelo rio de médio porte, Santa Maria da Vitória, e por rios de pequeno porte, como o Bubu, Itanguá, Formate/Marinho e Aribiri.

É nesse contexto que está inserida a região de estudo, abrangendo desde a foz do rio Santa Maria da Vitória até a Ilha do Lameirão aproximadamente, conforme apresentado na Figura 01.

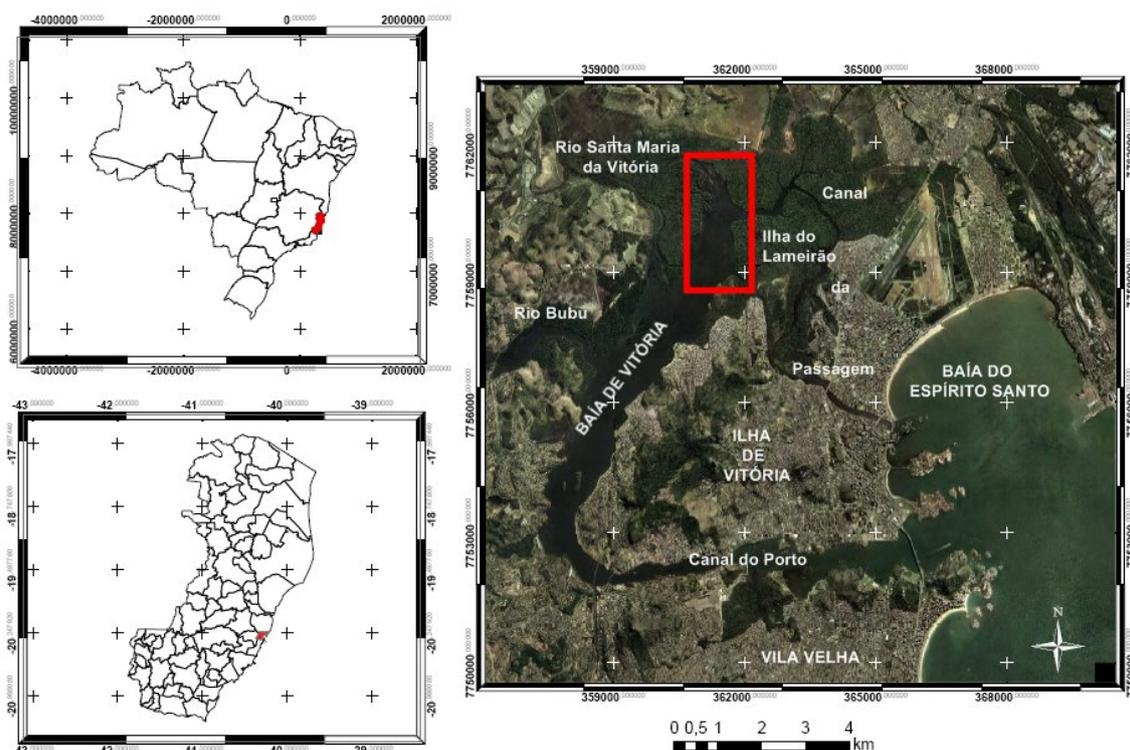


Figura 01: Mapa de localização da Baía de Vitória, contendo em destaque (quadrado vermelho) a delimitação da área de estudo.

Pode-se definir a foz do rio Santa Maria da Vitória como estuário superior de planície costeira, sendo uma região com característica fluvial predominante e atuação da maré em menor escala. Além disso, seu entorno é caracterizado

pela presença marcante do ecossistema manguezal, influenciando diretamente na hidrodinâmica local e no fornecimento sedimentar (RIGO, 2004).

Analisando quanto ao aspecto geomorfológico, segundo Martin *et al.* (1996), a Baía de Vitória faz parte do setor Litoral Central caracterizado por apresentar, predominantemente, rochas cristalinas do Pré-Cambriano. Já quanto aos depósitos do Quaternário, atribui-se o setor 4, destacando o fato desses depósitos estarem em contato direto com as rochas cristalinas e serem bem desenvolvidas em costas côncavas, como a área de estudo.

A distribuição de sedimentos superficiais na região da Baía de Vitória foi recentemente estudada por Veronez Jr *et al.* (*no prelo*), sendo retratada no mapa de distribuição textural a seguir (Figura 02), de acordo com a classificação de Folk (1954 *apud* Dias, 2004).

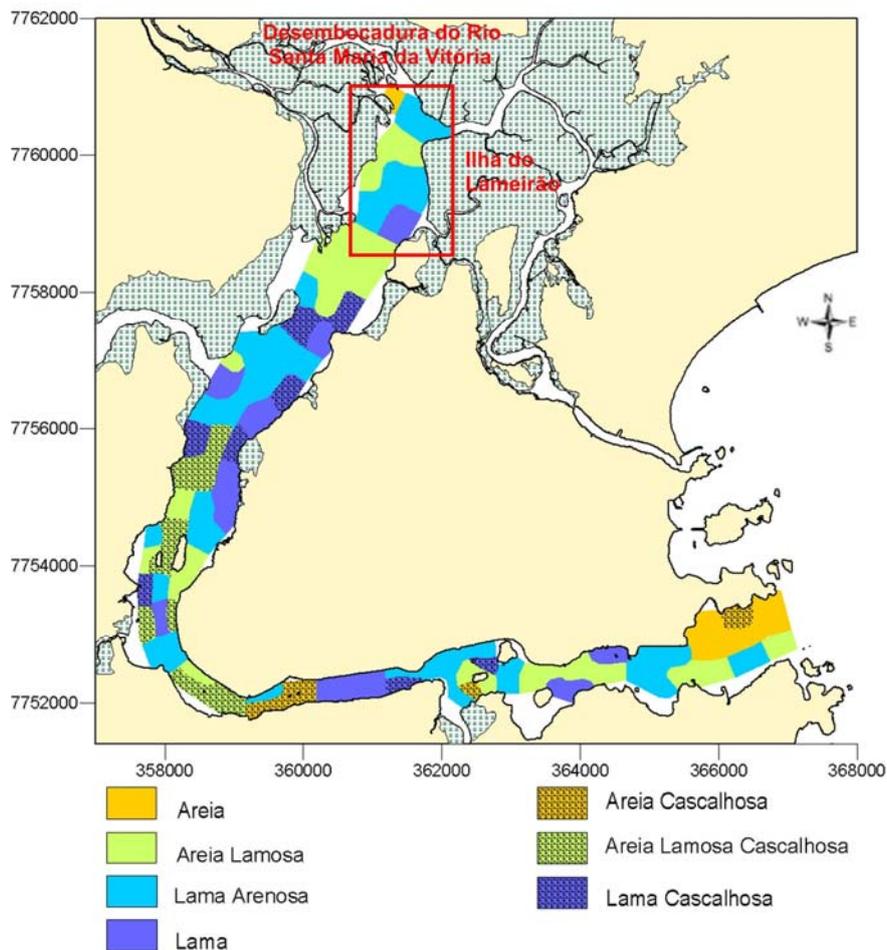


Figura 02: Mapa de distribuição textural segundo Folk (1954 *apud* Dias, 2004) da Baía de Vitória. Modificado de Veronez Jr. *et al.*, (*no prelo*).

A partir da análise do mapa textural, é possível constatar que a região Noroeste da Baía de Vitória, representada inicialmente pela desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória e finalizada na Ilha do Lameirão, apresenta a tendência de diminuição da granulometria média, em que há a presença de areia próximo à desembocadura sendo substituída por sedimentos lamo-arenosos, o que indica uma possível contribuição fluvial conforme também estudado por Dalmaschio e Bastos (2007).

Outras características da região também foram identificadas através de estudos recentes sobre biofácies e datações de radiocarbono (ALMEIDA, 2009; BASTOS *et. al.*, *no prelo*). Nesses estudos foram analisadas as biofácies nos testemunhos T2 e T3 (Figura 03), indicando que o conjunto desses pacotes sedimentares corresponderiam a uma sequência estratigráfica completa, desse modo, observa-se desde um ambiente francamente marinho (biofácies NP e CG), passando para um ambiente marinho restrito (biofácies AE), até as condições atuais com os manguezais (biofácies AT) (Figura 04), representando a evolução sedimentar da Baía de Vitória.

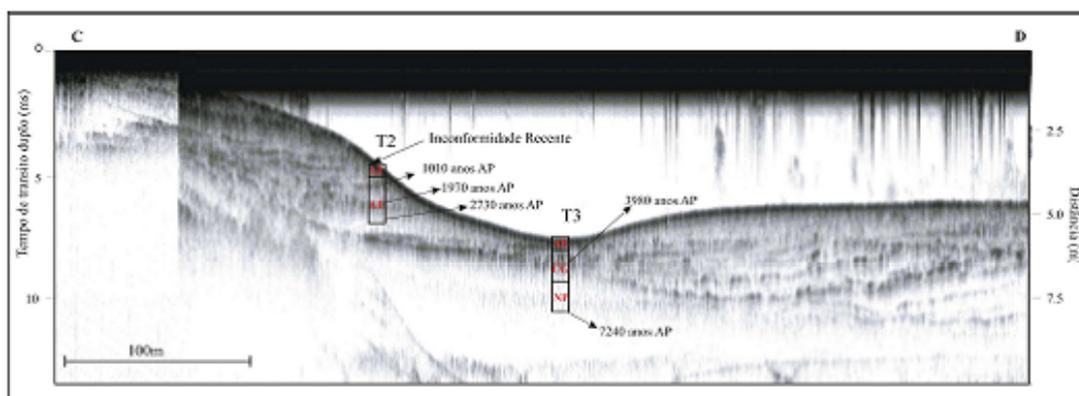


Figura 03: Seção sísmica representativa da região onde foram coletados os testemunhos T2 e T3 em associação com as respectivas biofácies encontradas. A profundidade dos testemunhos está fora de escala (ALMEIDA, 2009).

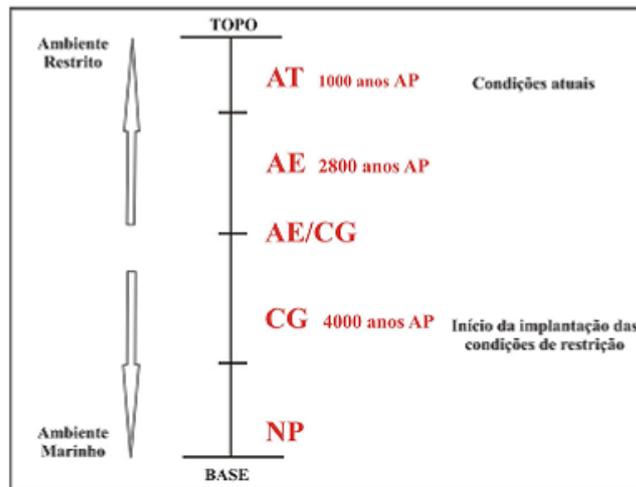


Figura 04: Esquema de empilhamento das biofácies representando a passagem de um ambiente francamente marinho (base) até as condições atuais (topo) na Baía de Vitória (ALMEIDA, 2009).

Também se destaca as considerações feitas por Bastos *et. al.*, (no prelo) quanto à associação das informações sismoestratigráficas com as datações de radiocarbono, verificando fácies lamosas transgressivas datadas de 7040 anos AP, além da identificação da superfície SB2 (3980 anos AP), indicando o período de regressão marinha que separa as fácies estuarinas transgressivas de mar alto (máxima transgressão) das fácies estuarinas regressivas (Figura 05).

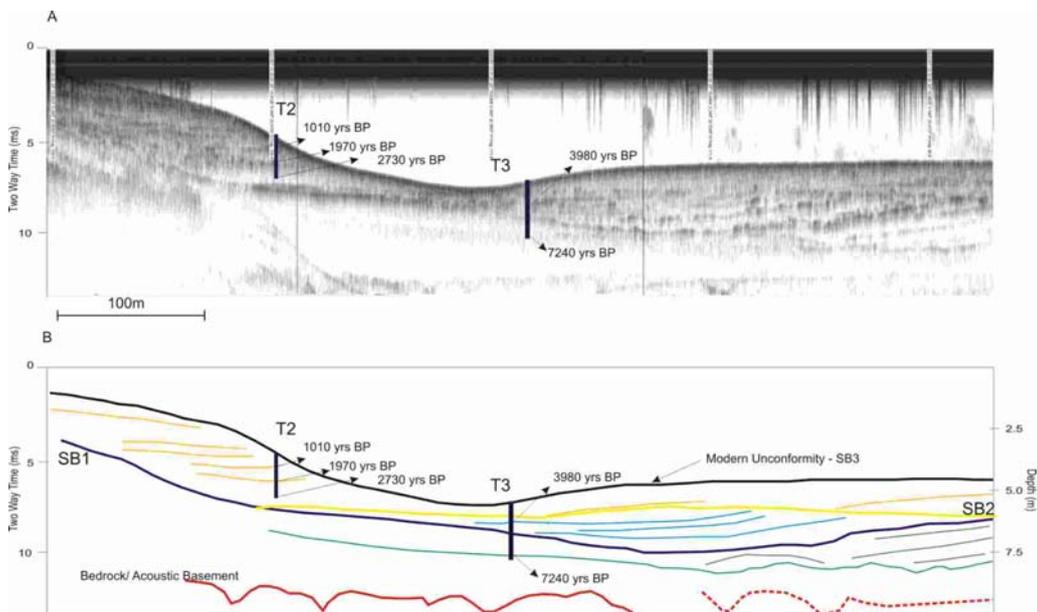


Figura 05: Seção sísmica de alta resolução (a) e a interpretação (b), sendo apresentada a localização dos testemunhos e as datações de radiocarbono (BASTOS *et. al.*, no prelo).

### 3 EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DE ESTUÁRIOS E DELTAS

Os estuários e os deltas são feições comuns ao longo das costas modernas e são bem representados no registro geológico devido ao alto potencial de preservação dos depósitos. Entretanto a ocorrência de estuários é mais frequente do que de deltas, uma vez que a linha de costa possui um curto tempo relativo de sedimentação desde o começo do nível de mar alto do Holoceno. Apesar desse fato, a maioria dos estuários possui a capacidade de preenchimento, e conseqüente desenvolvimento do delta sob condições de estabilidade do nível do mar, tendência regressiva e contínuo suprimento sedimentar (DALRYMPLE *et al.*, 1992).

#### 3.1 DEFINIÇÃO DE ESTUÁRIOS E DELTAS

A complexidade do sistema estuarino garante que a sua definição seja interpretada de diferentes maneiras, segundo parâmetros de salinidade, como feito por Pritchard (1967 *apud* Dalrymple *et al.*, 1992) ou com relação à geomorfologia, como abordado por Fairbridge (1980) e Dalrymple *et al.*, (1992).

Baseando-se na geomorfologia será utilizada no presente estudo a definição feita por Dalrymple *et al.* (1992), que caracteriza o estuário como um sistema de vale inciso afogado que é delimitado de um lado pelo rio e do outro pelo mar, recebe sedimentos das duas fontes e possui a presença de fácies influenciadas pela maré, ondas e processos fluviais.

Os vales incisos, segundo Dalrymple *et al.* (1994) e para a maioria dos pesquisadores (ALLEN e POSAMENTIER, 1993; ZAITLIN *et al.*, 1994), são definidos como regiões canalizadas, alongadas e com formações erosivas originadas devido à ação dos rios durante a descida relativa do nível do mar, sendo preenchidos por sedimentos durante esse período e na subseqüente

subida desse nível, caracterizando-se por serem mais largos do que simples canais.

Após o preenchimento dos vales incisos, pode ocorrer o predomínio da atuação fluvial devido ao processo de regressão marinha, ocasionando o consequente entalhamento do rio, deposição de fácies lamosas ou arenosas regressivas, que progradam no corpo de água semi-fechado e formam os depósitos deltaicos na foz do rio, sendo denominados deltas de cabeceira (DALRYMPLE *et al.*, 1992; NICHOLS, 1999). Entretanto não é sempre que há a formação de deltas nas desembocaduras dos rios, é preciso haver espaço de acomodação suficiente na bacia sedimentar para o acúmulo de sedimento, sendo que a velocidade da taxa de deposição tem que ser maior do que a redistribuição do sedimento para a bacia (COE, 2003).

Os deltas de cabeceira representam apenas um tipo de delta, porém outros tipos podem ser formados na linha de costa, ocasionando formações protuberantes que estão expostas à predominância de processos marinhos como ondas e maré, dando origem aos deltas de maré enchente e vazante (NICHOLS, 1999).

### 3.2 MODELOS DE ESTUÁRIOS DOMINADOS POR ONDA E POR MARÉ

A sedimentação dos vales incisos possui alta complexidade, tendo em vista a ampla variação dos processos estuarinos que ocorrem ao longo do tempo e espaço. Prova disso é o regime hidrodinâmico, a turbidez, o vento, a maré e o gradiente de salinidade que continuamente mudam de fluxo, seja diariamente, quinzenalmente ou sazonalmente e alteram o padrão de sedimentação. Somando-se a isso, existe a alternância dos processos de erosão e deposição que fazem com que a região ora funcione como fonte de sedimento ora como local de deposição, influenciando a composição sedimentar e a geometria de fundo (DAVIS, 1985).

Dalrymple *et al.* (1992) investigaram a sequência estratigráfica estuarina e propuseram modelos gerais de estuários dominados por onda e por maré. Tal sistematização foi realizada mesmo sabendo das dificuldades em se representar na forma de modelos todos os tipos de estuários existentes, isso ocorre, uma vez que cada estuário possui um regime de sedimentação, uma tendência do nível do mar, uma herança geológica local, um nível de escoamento do rio, um espaço de acomodação e uma influência das forças hidrodinâmicas.

O primeiro a ser apresentado é o estuário dominado por onda, Figura 06, no qual a distribuição de energia é marcada pela presença de dois pontos máximos, um causado pela alta energia de ondas em sua entrada e outro produzido pelas correntes do rio na cabeceira do estuário, sendo os picos separados pela porção central estuarina de baixa energia (DALRYMPLE *et al.* 1992).

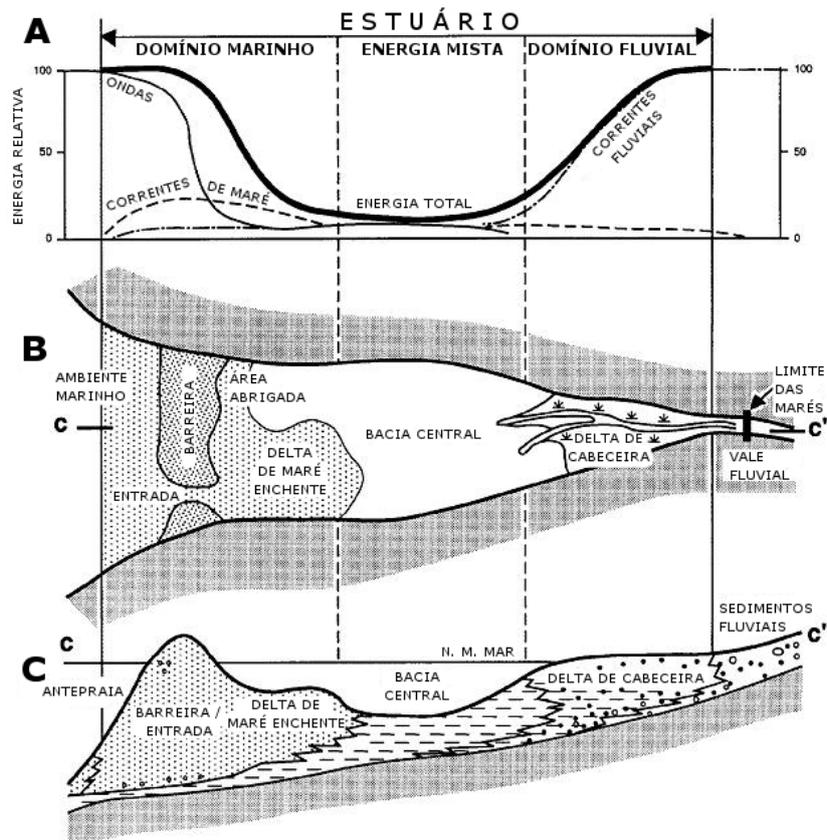


Figura 06: Representação do estuário dominado por onda com A) Tipos de energias, B) Componentes morfológicos C) Fácies sedimentares em seção longitudinal (Adaptado de Dalrymple *et al.* 1992).

A intensidade de energia desse tipo de estuário promove uma zonação morfológica característica, como a formação de barras arenosas de origem marinha devido à alta energia das ondas, do delta de maré enchente que sofre influência direta da maré, da região central de baixa energia que corresponde ao local de acúmulo de sedimento lamoso e do delta de cabeceira que é constituído de areias provenientes do rio (DALRYMPLE *et al.* 1992).

O segundo é o estuário dominado por maré, que possui a distribuição da energia, das feições morfológicas e das fácies sedimentares apresentadas na Figura 07.

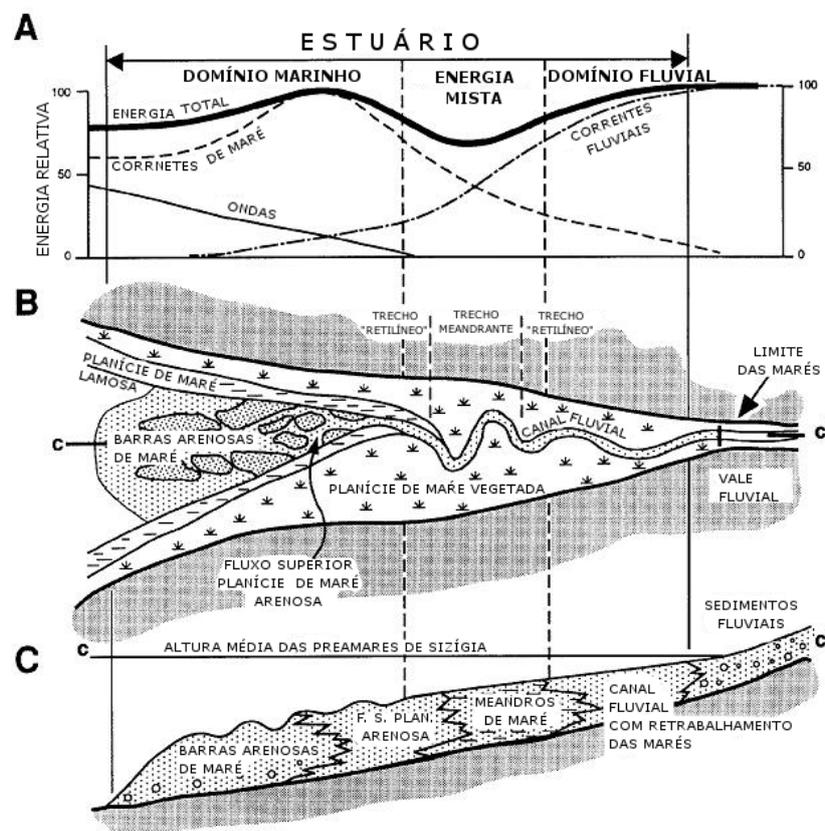


Figura 07: Representação do estuário dominado por maré com A) Tipos de energias, B) Componentes morfológicos C) Fácies sedimentares em seção longitudinal (Adaptado de Dalrymple *et al.* 1992).

Observa-se que nesse modelo, a energia das correntes de maré aumenta progressivamente em direção ao estuário, devido à sua geometria em forma de funil, decrescendo posteriormente até alcançar o zero, onde há a

predominância da energia fluvial. Assim como nos sistemas dominados por onda, a região intermediária apresenta a mínima energia do sistema (DALRYMPLE *et al.* 1992).

Nota-se que o local de menor intensidade de energia (energia mista) não é tão marcante quanto o apresentado no estuário dominado por onda, uma vez que a energia de maré penetra mais longe em direção à cabeceira do que a energia das ondas. Desse modo, a distribuição de fácies arenosas ocorre em grande parte do estuário, com a predominância de areia fina ao longo do canal de maré, e sedimentos lamosos na planície de maré e nas margens do estuário. Além disso, constata-se que na porção central do modelo ocorrem sinuosidades caracterizadas pelos meandros, em decorrência da baixa energia local (DALRYMPLE *et al.* 1992).

### 3.3 TRANSIÇÃO DE ESTUÁRIO PARA DELTA

Determinar o ponto exato no qual o estuário se torna ou forma um delta não é possível, visto que o processo de construção da feição deltaica é gradativo. Entretanto consegue-se distinguir os estuários dos deltas utilizando o conhecimento dos depósitos sedimentares, dados de fluxo sedimentar de longo prazo ou pelos critérios geomorfológicos descritos no tópico anterior por Dalrymple *et al.*, (1992) (HEAP *et al.*, 2004).

Dessa forma, identifica-se os estuários com depósitos sedimentares marinhos e terrígenos, exibindo uma estratigrafia transgressiva, e os depósitos deltaicos, apresentando sedimentos predominantemente terrígenos, de acordo com a estratigrafia regressiva (DALRYMPLE *et al.*, 1992).

No processo de evolução dos dois tipos de estuários, tanto aqueles dominados por onda, quanto os dominados por maré (Figura 08), verifica-se que o transporte da carga de fundo é preferencialmente em direção ao mar e há a

ausência de feições meandantes, ocasionando a formação dos deltas (HEAP *et al.*, 2004).

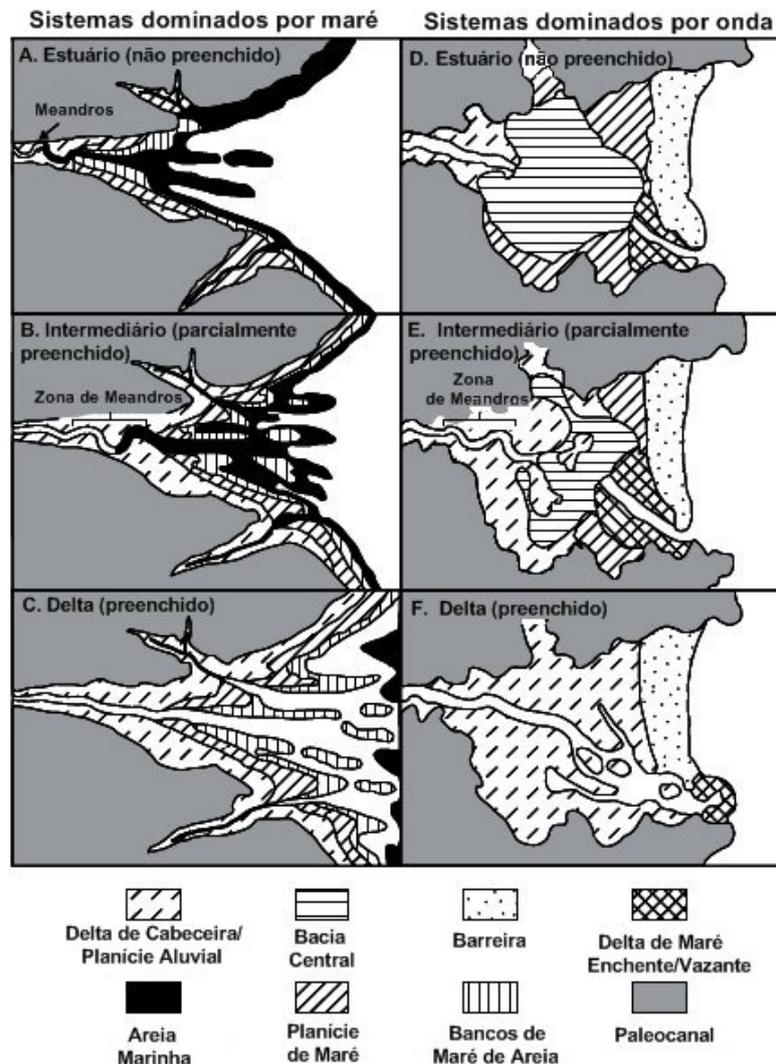


Figura 08: Modelos de fácies geomorfológicas mostrando a evolução idealizada de um estuário dominado por maré em um delta dominado por maré (A, B, C) e um estuário dominado por onda em um delta dominado por onda (D, E, F) (Adaptado de Heap *et al.*, 2004).

A evolução de estuários dominados por maré (Figura 08 – A, B, C) é marcada pela progradação em direção ao mar de todas as fácies, com a distribuição e abundância relativa se mantendo constante. O aumento do aporte sedimentar do rio ocasiona a expansão da área de superfície dos bancos arenosos de maré na desembocadura do estuário, e a conseqüente emersão e contato com a planície de maré adjacente. Desse modo, o resultado é a formação de alongados canais de corrente de maré desenvolvendo-se ao longo do sistema

que podem preservar o formato de funil do estuário e desenvolver um delta, caso seja uma região com regime de macromaré (DALRYMPLE *et al.*, 1992; HEAP *et al.*, 2004).

A evolução dos estuários dominados por onda (Figura 08 - D, E, F) é caracterizada pela progradação do delta de cabeceira em direção ao mar, progradação do delta de maré enchente em direção ao continente e pelo preenchimento da bacia central. Esse processo continua até o total preenchimento dessa bacia e a progradação do delta de cabeceira e da planície aluvial por cima do delta de maré enchente, fazendo com que haja o contato direto com o mar. Desse modo, a maré sofre menor atenuação e penetra mais em direção ao continente até que sua amplitude de maré se iguale à de mar aberto. Com essa ligação expressiva, o *bypass* sedimentar do rio aumenta, fazendo com que as barreiras arenosas progradem e o sistema se torna um delta dominado por onda (DALRYMPLE *et al.*, 1992; HEAP *et al.*, 2004).

De forma esquemática, observa-se a transição de estuários em deltas na Figura 09.

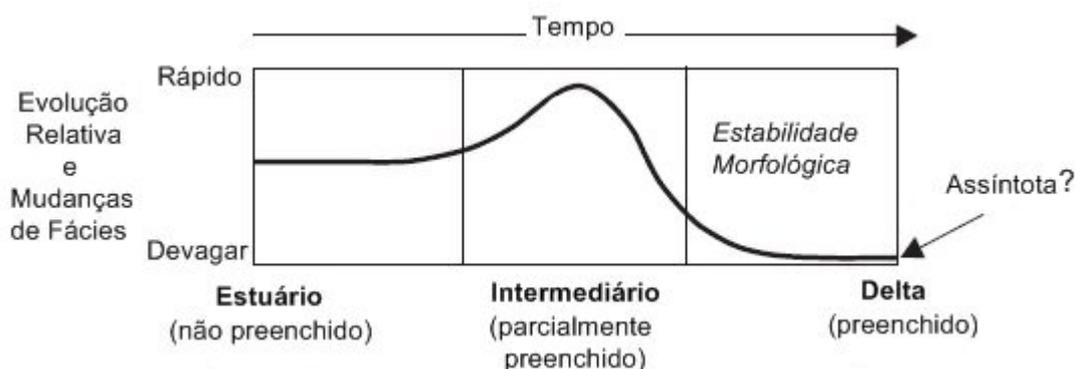


Figura 09: Esquematização da evolução e das mudanças de fácies, destacando a velocidade de acontecimento da transição de um estuário para o delta, ao longo do tempo (Adaptado de Heap *et al.*, 2004).

Inicialmente a evolução e as mudanças das fácies ocorrem de forma relativamente rápida, devido à alta sedimentação que ocorre na bacia central, ocasionando a expansão dos ambientes entre - marés. Na etapa de estágio

intermediário, as mudanças ocorrem mais rapidamente, uma vez que a bacia central reduz em área e fica mais susceptível às mudanças. Já no último estágio há uma relativa estabilidade morfológica, tendo em vista que o rio estabelece uma ligação permanente com o oceano, prograda com a formação de uma planície aluvial e permite que a maré penetre em direção ao continente (HEAP *et al.*, 2004).

Essa situação torna-se um natural impedimento para a formação do delta geomorfologicamente “clássico” descrito nos modelos, que é constituído de uma planície aluvial bem desenvolvida em direção ao oceano e com barras arenosas subaéreas, sendo, portanto, algo inatingível (ex.: assíntota) para sistemas que possuem pouco aporte sedimentar terrígeno (HEAP *et al.*, 2004).

Os processos de preenchimento dos estuários dominados por maré e por onda e a conseqüente formação dos deltas foram estudados através dos modelos de fácies sedimentares, que correspondem à seqüência estratigráfica em diversos lugares do mundo, como na França por Allen e Posamentier (1993), na Austrália por Nichol *et al.*, (1994, 1997), na China por Li *et al.* (2002) e na Península Ibérica por Lobo *et al.*, (2003). Partindo desse princípio outros autores também fizeram modelos, porém baseados nas variações eustáticas do nível do mar da costa brasileira e consideraram as particularidades de cada ambiente deposicional, como foi o caso de Lessa *et al.* (1998) para a Baía de Paranaguá e de Lessa *et al.* (2000) para a Baía de Todos os Santos.

### 3.4 ELEVAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR

Os estuários modernos típicos originados pela incisão dos vales fluviais foram, em sua maioria, formados durante a última descida relativa do nível do mar no Pleistoceno e preenchidos durante a elevação desse nível no Holoceno (ALLEN e POSAMENTIER, 1993). Esse último período faz referência à história geológica mais recente e representa uma importante referência para a investigação da evolução da zona costeira (MARTIN, 2003).

Nichols (1999) afirma que o resultado da elevação do nível do mar, ocorrida na última glaciação, originou várias desembocaduras de rios que são considerados estuários atualmente, sendo essas inundadas pela água do mar e expostas principalmente à influência da maré. Dessa forma, locais em que a amplitude de maré é baixa são observadas a separação mais nítida entre a ocorrência dos processos fluviais no canal do rio e a atividade das ondas no ambiente mais próximo ao mar, estabelecendo uma linha de costa relativamente estável. Já em locais em que as correntes de maré vazante e enchente são fortes, a linha de costa é mais passível de ser modificada e há o desenvolvimento de sub-ambientes, como os canais das planícies de maré.

Neste contexto, é necessário destacar que a variação relativa do nível do mar é controlada pelas flutuações eustáticas do nível do mar e tectônicas (subsidiência e soerguimento), resultando na alteração do espaço de acomodação e posterior aporte de sedimento na região (COE, 2003) (Figura 10).

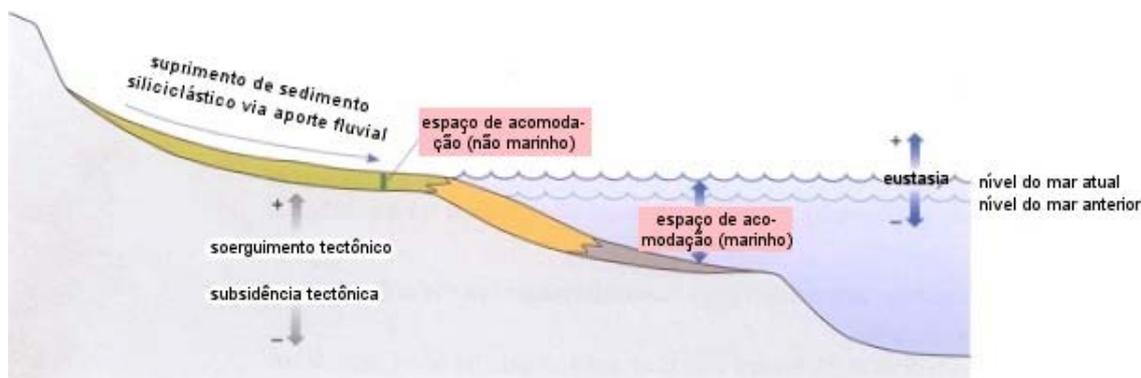


Figura 10: Relação entre o espaço de acomodação do sedimento com a eustasia, tectônica e aporte de sedimento (Adaptado de Coe, 2003).

De acordo com a Figura 10, observa-se que a subida relativa do nível do mar criou o espaço de acomodação marinho, que foi parcialmente preenchido por sedimentos (amarelo e cinza) e também criou o espaço de acomodação não marinho, que foi ocupado por sedimentos provenientes do rio (verde). Logo,

constata-se que a taxa de aporte de sedimento e do espaço de acomodação lideram a construção dos diferentes ambientes costeiros marinhos, como o caso do ambiente retrogradante que é caracterizado pela regressão da linha de costa, e do ambiente progradante que é marcado pela transgressão da linha costeira (COE, 2003).

A partir disso, torna-se importante estabelecer a relação entre o estudo da arquitetura deposicional (estratigrafia) com os trechos da curva de oscilação eustática do nível do mar, assim como abordado por Zaitlin *et al.* (1994) sobre os sistemas de vales incisos (Figura 11). Nessa esquematização verificam-se os estágios evolutivos dos estuários desde a sua formação (A), com o escarpamento do vale no período de regressão marinha, até o seu desaparecimento (D), com o total preenchimento do vale e progradação da linha de costa. Logo, o esquema remete à característica marcante de efemeridade dos estuários e a possibilidade do enquadramento deles quanto ao período evolutivo de acordo com as condições eustáticas do nível do mar em uma dada região costeira.

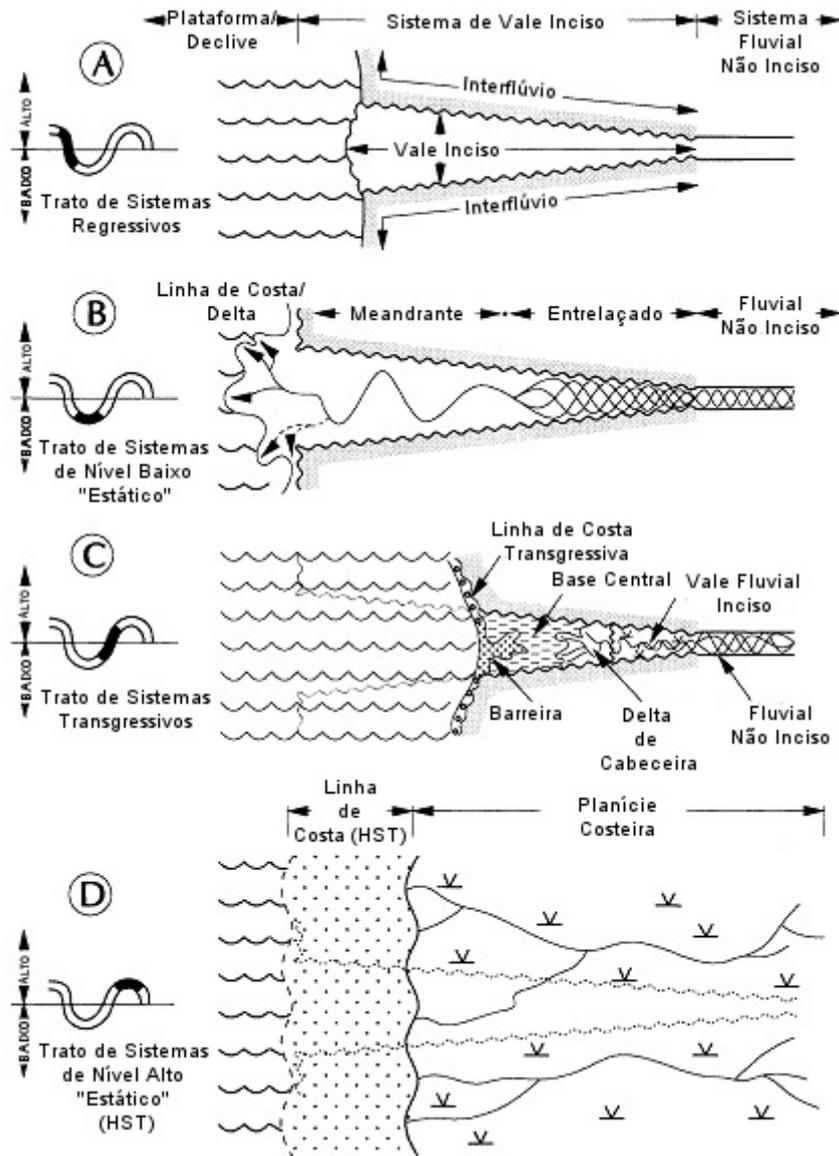


Figura 11: Esquema da evolução dos estuários, relacionando as características geomorfológicas com a variação do nível do mar (Adaptado de Zaitlin *et al.* 1994).

### 3.4.1 Variação do nível do mar no Brasil

Objetivando reconstruir a história do nível do mar ao longo da costa brasileira, considera-se a influência causada pelas mudanças relativas do nível do mar na sedimentação costeira. Desse modo, sabe-se que sob condições de aumento desse nível, os sedimentos arenosos marinhos compõem as feições características, com os sistemas lagunares e ilha barreira, e já com a descida do nível do mar, não é possível garantir a gênese e manutenção desses

ambientes, porém outros sistemas como as baías tornam-se emergentes e a linha de costa prograda, resultando em deposição de areias regressivas com a formação dos deltas (MARTIN, 2003).

É nesse contexto que diversos indicadores devem ser levados em consideração, como os indicadores biológicos que são muitas vezes representados pelos foraminíferos. Isso porque esses organismos respondem às diferentes exposições de salinidade e de maré, assim como a distribuição de sedimento responde aos regimes de energia (ADAMS, 2006).

Vale ressaltar que também são utilizadas frequentemente as datações por radiocarbono (Carbono-14) como indicadores do nível do mar, conforme feito significativamente por Suguio *et al.* (1985) e outros autores. Entretanto, a partir das análises críticas feitas por Angulo *et al.*, (2006) sobre as datações realizadas na costa do Brasil, ressaltam-se que vários dados podem ter sido mal interpretados, seja na associação com a elevação do nível do mar ou com a idade em que ocorreu. Além disso, erros metodológicos causados por contaminação das amostras e a inclusão ou não dos fatores de correção, como a variação de Carbono-14 na atmosfera com o passar do tempo, podem ter gerado dados não confiáveis. Desse modo, entre mais de 1000 amostras, Angulo *et al.*, (2006) utilizaram apenas 30% para compor a curva do nível do mar para a costa brasileira.

Analisando os dados compilados por Suguio *et al.*, (1985) e Martin (2003), é possível afirmar que ao longo da costa brasileira sudeste e sul houve um momento de máxima transgressão por volta de 5100 anos AP, atingindo entre 2 e 5 metros acima do nível atual dependendo do local. Além disso, Martin (2003) afirma possíveis intervalos de oscilações negativas marcantes após esse período transgressivo, em que o nível do mar atingiu o atual ou níveis mais baixos, porém tal fato não é corroborado por Ângulo e Lessa (1997) que concluem não haver indicações dessas oscilações acentuadas, mas sim evidências de quedas suaves do nível do mar.

Acrescido a esse fato, ressalta-se que a tendência atual é de descida, diferenciando-se de outras regiões do mundo, originando os terraços arenosos e as feições erosivas que alteram os depósitos costeiros. O estudo de Angulo *et al.* (2006) afirma o fato da tendência atual para a planície costeira sudeste e sul brasileira ser de descida do nível mar, e de ter ocorrido um máximo transgressivo marinho, como afirmado por Martin (2003). Porém a data desse máximo difere entre os dois autores, já que para Angulo *et al.* (2006) ocorreu em 5400 anos AP, de acordo com a Figura 12.

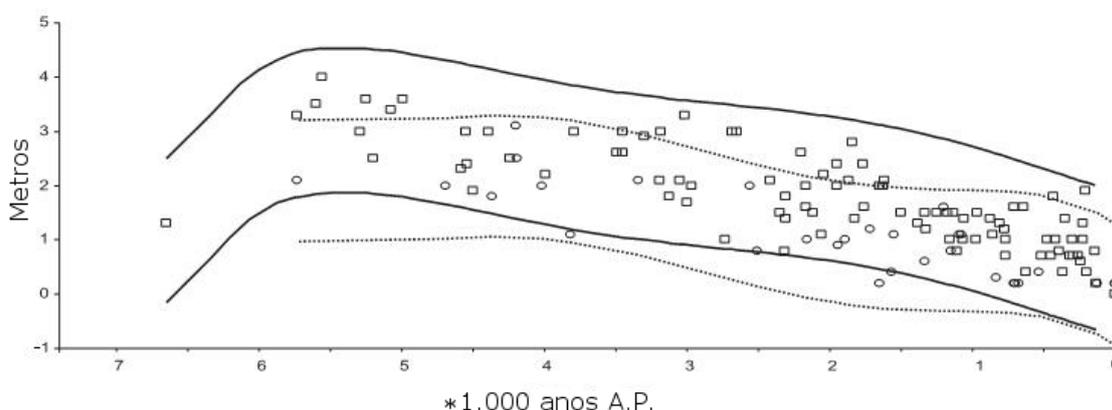


Figura 12: Envelope do nível do mar e reconstrução do paleo-nível-do-mar para a costa norte brasileira 28° (linha sólida e quadrados) e sul de 28° (linha pontilhada e círculos) (Adaptado de Angulo *et al.* 2006).

A figura acima representa uma tendência de queda do nível do mar para a região brasileira, englobando os seus valores em faixas de variação para diversos locais do Brasil. Essa tendência relativamente acentuada nos últimos 3000 anos pode explicar a evolução da linha de costa brasileira, assim como a transferência de sedimentos originados no interior da plataforma para a linha de costa (ANGULO *et al.*, 2006).

Também é necessário destacar o trabalho de Lessa (2005), que sugere a associação da maioria dos estuários brasileiros com os locais de atividade neotectônica (subsidência, movimentos estruturais, falhas reativadas, etc.) e as condições de pequena descarga sedimentar, seja em pequeno ou em grande grau. Ressalta-se que em costas regressivas o tempo da feição estuarina é

reduzido, uma vez que a taxa de sedimentação se soma a taxa de descida do nível do mar.

Conforme descrito por Martin (2003), estudos sobre as oscilações do nível do mar, quando comparado à morfologia da zona costeira, pode fornecer as futuras conseqüências da elevação desse nível nos ambientes costeiros e a estimativa da amplitude e velocidade dessas variações.

## 4 MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 ANÁLISE DE DADOS PRÉ-EXISTENTES

Os dados de estudos recentes sobre a Baía de Vitória (Tabela 1) agregarão valor às discussões desse estudo.

Tabela 1: Relação dos estudos realizados na Baía de Vitória e os dados principais selecionados.

<b>Estudos da Baía de Vitória</b>	<b>Dados principais selecionados</b>
Veronez Jr. <i>et al.</i> ( <i>no prelo</i> )	Distribuição sedimentar superficial
Bastos <i>et al.</i> ( <i>no prelo</i> )	Sismoestratigrafia e Datação (radiocarbono)
Almeida (2009)	Micropaleontologia (foraminíferos) e Biofácies

Quanto à distribuição sedimentar superficial, será considerado o estudo desenvolvido por Veronez Jr. *et al.* (*no prelo*) que caracteriza a presença de areia próximo à desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória, e posterior substituição por sedimentos lamo-arenosos distalmente, indicando uma possível contribuição fluvial.

Já em relação às informações pertinentes à datação de radiocarbono e a sismoestratigrafia na Baía de Vitória, tem-se o artigo de Bastos *et al.* (*no prelo*) que verificou fácies lamosas transgressivas, fácies transgressivas de mar alto (máxima transgressão), além da caracterização do início da regressão marinha pelas associações com as superfícies regressivas.

Também há a dissertação de Almeida (2009), com a análise micropaleontológica de foraminíferos que infere sobre a evolução sedimentar da baía por meio da sequência estratigráfica, caracterizando desde um ambiente francamente marinho, passando para um ambiente marinho restrito até às condições atuais com os manguezais.

## 4.2 MÉTODO INDIRETO

Utiliza-se o método indireto da sísmica de alta resolução com o objetivo de investigar a evolução sedimentar através da distribuição das camadas sedimentares em sub-superfície, a paleogeografia de um ambiente, a espessura sedimentar, entre outros.

Visto que corresponde a uma ferramenta geofísica acústica, a sísmica baseia-se na propagação e reflexão de ondas acústicas que são transmitidas através da coluna d'água e das camadas sedimentares. Dessa forma, o sinal de reflexão é caracterizado pela quantidade de energia que passa de um meio para o outro que, por sua vez, dependerá do tipo de sedimento, da rugosidade do fundo, da impedância acústica e do ângulo de incidência (AYRES NETO, 2000).

Para a realização do mapeamento sísmico de uma região é preciso considerar alguns aspectos importantes, como a escala dos objetos a serem analisados, para a determinação da resolução a ser usada, assim como o tipo de equipamento (MORANG *et al.*, 1997).

Desse modo, para o levantamento sísmico na área de estudo, utilizou-se um barco equipado com o perfilador de sub-fundo Stratabox-SyQuest 10 kHz acoplado a um GPS para a aquisição dos dados sísmicos georeferenciados, totalizando 5 (cinco) linhas sísmicas. O número de linhas, assim como a sua distribuição foram limitados pela baixa profundidade, uma vez que houve dificuldades de navegação em alguns trechos, principalmente, próximo à desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória, local em que a profundidade é menor do que um metro.

Baseando-se na pré-análise desses perfis sísmicos foram determinados os dois pontos de testemunhagem (BV 0808 e BV 0825) na região de desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória, conforme esquematizado na Figura 13.

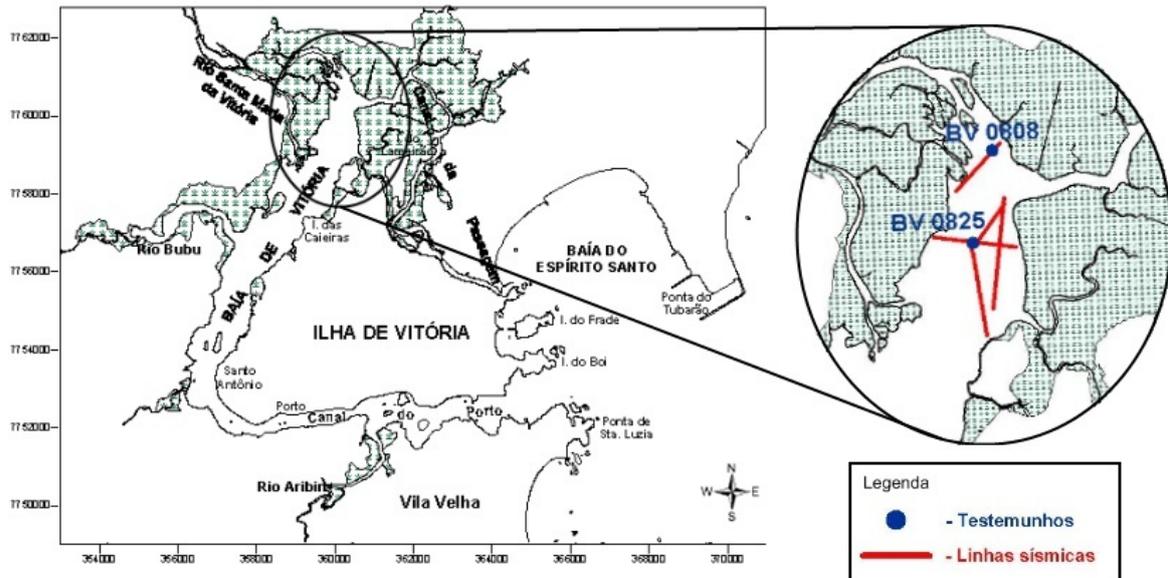


Figura 13: Mapa de localização das linhas sísmicas e dos testemunhos na Baía de Vitória.

## 4.3 MÉTODOS DIRETOS

### 4.3.1 Testemunhos

O método de testemunhagem possibilita a recuperação de camadas sedimentares através dos testemunhos, os quais, uma vez analisados por meio de estudos estratigráficos, são de grande importância para reconstrução de mudanças sedimentológicas nos períodos evolutivos, e conseqüentemente de mudanças paleoceanográficas.

#### 4.3.1.1 Coleta

A coleta dos dois testemunhos também ocorreu em 2007, em que mergulhadores utilizaram a técnica de testemunhagem a pistão (tubo de PVC) para a recuperação dos testemunhos (Tabela 2). O testemunho BV 0808 foi coletado mais próximo à foz do rio, distante 975 metros do testemunho BV 0825, o qual foi amostrado na região distal da foz.

Tabela 2: Características dos dois testemunhos amostrados

<b>Testemunhos</b>	<b>Coordenadas (UTM)</b>	<b>Profundidade da coluna d'água (m)</b>	<b>Profundidade do testemunho (m)</b>
BV 0808	361522L 7760748S	0,50	2,06
BV 0825	361296L 7759777S	4,75	1,42

#### 4.3.1.2 Análise visual

O procedimento realizado após a coleta foi a abertura dos testemunhos, de modo que o BV 0825 teve a metade enviada para análise na Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), ficando a outra metade no Laboratório de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (LaboGeo/UFES), assim como todo o testemunho BV 0808.

É importante esclarecer que na metade do testemunho BV 0825 enviada para a UFRJ foram realizadas análises micropaleontológicas (identificação e distribuição de foraminíferos), sendo seus resultados disponibilizados para o presente estudo.

Depois de abertos, foi possível fotografar os testemunhos e descrevê-los macroscopicamente, para a observação da variação granulométrica, identificação das estruturas sedimentares primárias, bioturbação, contatos e coloração do sedimento.

#### 4.3.1.3 Sub-amostragem

O testemunho BV 0808 foi sub-amostrado com intervalos de 5,0 cm até os 50,0 cm de profundidade, e intervalos de 10,0 cm até o final do testemunho. Já o BV 0825 possuiu intervalos de 1,0 cm até os 10,0 cm de profundidade, intervalos de 5,0 cm até os 50,0 cm, e até o final do testemunho com intervalos de 10,0 cm.

Vale ressaltar que a sub-amostragem do testemunho BV 0825 foi realizada em intervalos de 1,0 cm até os 10 cm de profundidade, pois parte dele foi enviado para análise geoquímica na Universidade Federal Fluminense (UFF), porém esses resultados não serão utilizados nesse trabalho.

#### **4.3.2 Processamento das amostras**

Em todas as amostras aplicou-se a metodologia de remoção do sal, sendo então lavadas com água destilada e posteriormente colocadas na estufa a uma temperatura de 40°C para a secagem.

##### **4.3.2.1 Granulometria e Estatística**

A análise granulométrica feita nas amostras permite a identificação da distribuição vertical dos tamanhos dos grãos e a aplicação de métodos estatísticos. Além disso, dados granulométricos aliados ao conhecimento do nível relativo do mar permitirão definir a estratigrafia dos depósitos sedimentares da foz do Rio Santa Maria da Vitória.

- **BV 0808**

Tendo em vista que as amostras desse testemunho são predominantemente arenosas, a metodologia aplicada foi a descrita por Suguio (1973). Dessa forma, elas foram submetidas à análise granulométrica, com a utilização do quarteador de Jones, a fim de se obter sub-amostras representativas de toda a malha amostral, sendo, em seguida, submetidas ao peneiramento via a seco. Esse método consiste na colocação da amostra em um jogo de peneiras que vai de 8000 até 63 micrômetros, correspondendo a 14 sub-divisões de tamanhos de grãos, no agitador por cerca de 15 minutos.

- **BV 0825**

No testemunho BV 0825, em que as amostras são predominantemente lamosas, a separação da lama (silte e argila) dos sedimentos arenosos foi feita

por separação via úmida, descrita por Suguio (1973). Método que utiliza uma peneira de 63 micrômetros e uma bacia para separação do material, sendo as amostras submetidas à temperatura de 40° C na estufa e, posteriormente, quarteadas, conforme descrito por McManus (1988). A fração de areia foi peneirada via a seco, como citado anteriormente, e queimada na mufla, de acordo com a metodologia de Mook e Hoskin (1982), com a finalidade de retirar a matéria orgânica para a visualização morfooscópica na lupa.

Os dados granulométricos dos dois testemunhos foram transferidos para o programa Gradistat (BLOT e PYE, 2001), obtendo-se os parâmetros estatísticos, os quais foram analisados segundo a metodologia de Folk e Ward (1957).

#### 4.3.2.2 Análise morfooscópica

Já a análise morfooscópica proporciona a descrição das características dos grãos e da composição das amostras (siliciclásticos, carbonatos e minerais pesados).

Para tanto, foi analisada a composição mineralógica em 60 amostras do testemunho BV 0808 e 54 amostras do testemunho BV 0825, sendo selecionados 300 grãos em cada uma delas, em dois diferentes tamanhos granulométricos, a fração fina de 125 micrômetros e a fração média de cada amostra, que ficou entre 500 e 710 micrômetros para o testemunho BV 0808 e 180 e 710 micrômetros para o BV 0825.

Na análise dos grãos siliciclásticos foi utilizada a tabela de classificação do grau arredondamento dos grãos de quartzo baseada na classificação de Dias (2004), adaptada de Powers (1953) e Shepard (1973), em que, classificou-os em muito angular, angular, sub-angular, sub-arredondado, arredondado e bem arredondado.

#### 4.4 INTEGRAÇÃO DOS DADOS SÍSMICOS E SEDIMENTOLÓGICOS

A capacidade de monitoramento dos ambientes costeiros através do método sísmico foi estudado por Morang *et al.* (1997), em que julgou ser uma boa ferramenta de identificação de estruturas e camadas sedimentares, porém tem seu resultado potencializado com a verificação de evidências amostrais.

Logo, para o estudo em questão, será feita a união dos dados sísmicos com os sedimentológicos, objetivando a análise das características sub-superficiais do pacote sedimentar, uma vez que cada padrão de reflexão sísmico representa diferentes características sedimentares.

Porém, ao integrar esses dados, deve-se lembrar que as reflexões sísmicas não correspondem necessariamente aos contatos litológicos, uma vez que seguem linhas do tempo (síncronas) que ao se encontrarem com interfaces causam as reflexões. Essas reflexões ocorrem devido ao contraste de velocidade-densidade (impedância acústica) encontrado nos limites das unidades litológicas que cortam linhas de tempo (diácronas), sendo destacadas por superfícies estratiais e pelas discordâncias (RIBEIRO, 2000).

#### 4.5 INTERPRETAÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA

A sismoestratigrafia é o estudo da estratigrafia e fácies deposicionais de acordo com a interpretação dos dados sísmicos, permitindo a compreensão da evolução tectono-sedimentar da bacia (RIBEIRO, 2000). Para tanto, é preciso entender as reflexões sísmicas, estabelecendo suas terminações e configurações para posterior interpretação dos padrões de estratificação, utilizados para o reconhecimento e correlação das sequências deposicionais, interpretação do ambiente deposicional e estimativa das litofácies (MITCHUM, *et al.*, 1977).

Desse modo, a interpretação da sequência sísmica proporcionará a descrição dos padrões sismoestratigráficos e o estabelecimento de um modelo de fácies para o delta de cabeceira do Rio Santa Maria da Vitória, sendo constituída de diversas etapas, apresentadas no organograma abaixo (Figura 14).

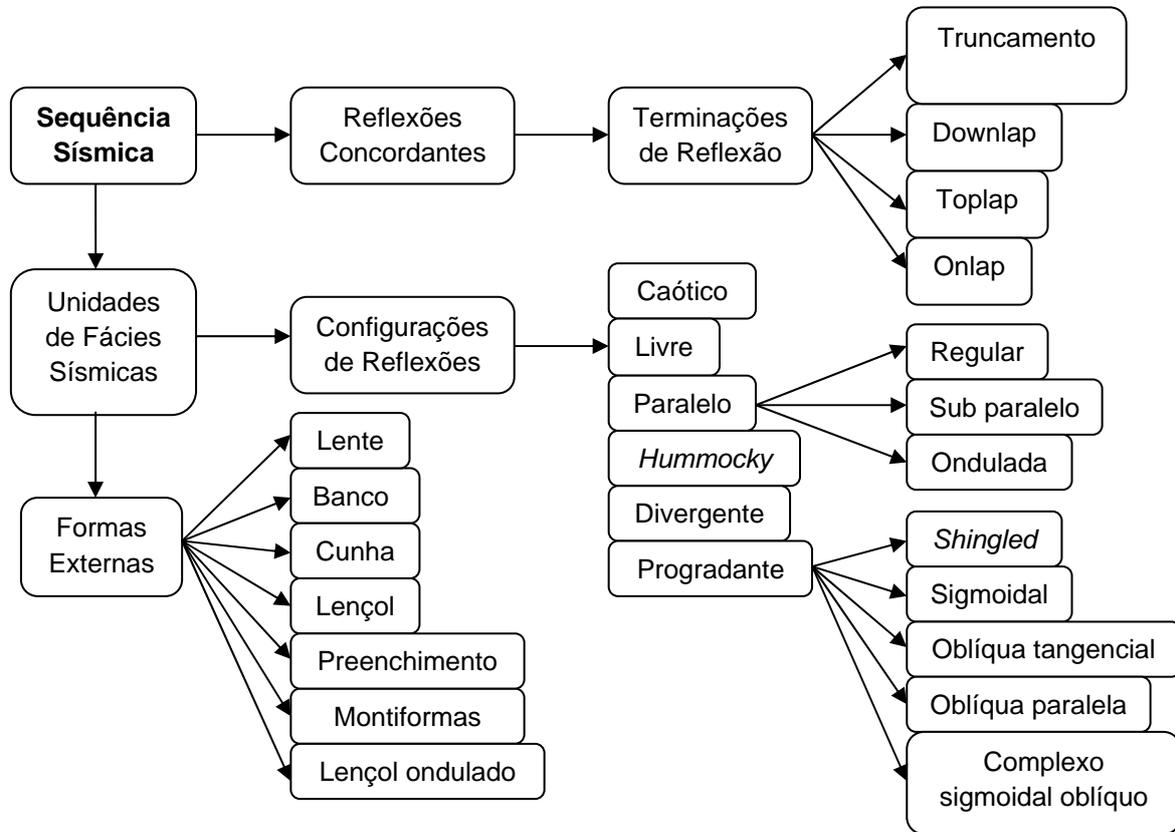


Figura 14: Organograma de interpretação sismoestratigráfica de uma sequência sísmica (Adaptado de Mitchum *et al.*, 1977).

O conjunto de todas as interpretações dispostas no organograma é chamado de sistema deposicional, podendo ser relacionado com os ciclos regionais e globais de mudanças do nível do mar, e representar o estudo do preenchimento das bacias sedimentares e das oscilações eustáticas, sendo denominado de Estratigrafia Sísmica de Sequências (RIBEIRO, 2000).

## 5 RESULTADOS

A partir da descrição visual do testemunho BV 0808 e da porcentagem de areia, lama e cascalho (Gradistat) foi possível notar que o testemunho é predominantemente arenoso, tendo em vista a porcentagem de areia entre 91 e 99,9 % e teor de lama de 0,0 até 0,5% (Figura 15).

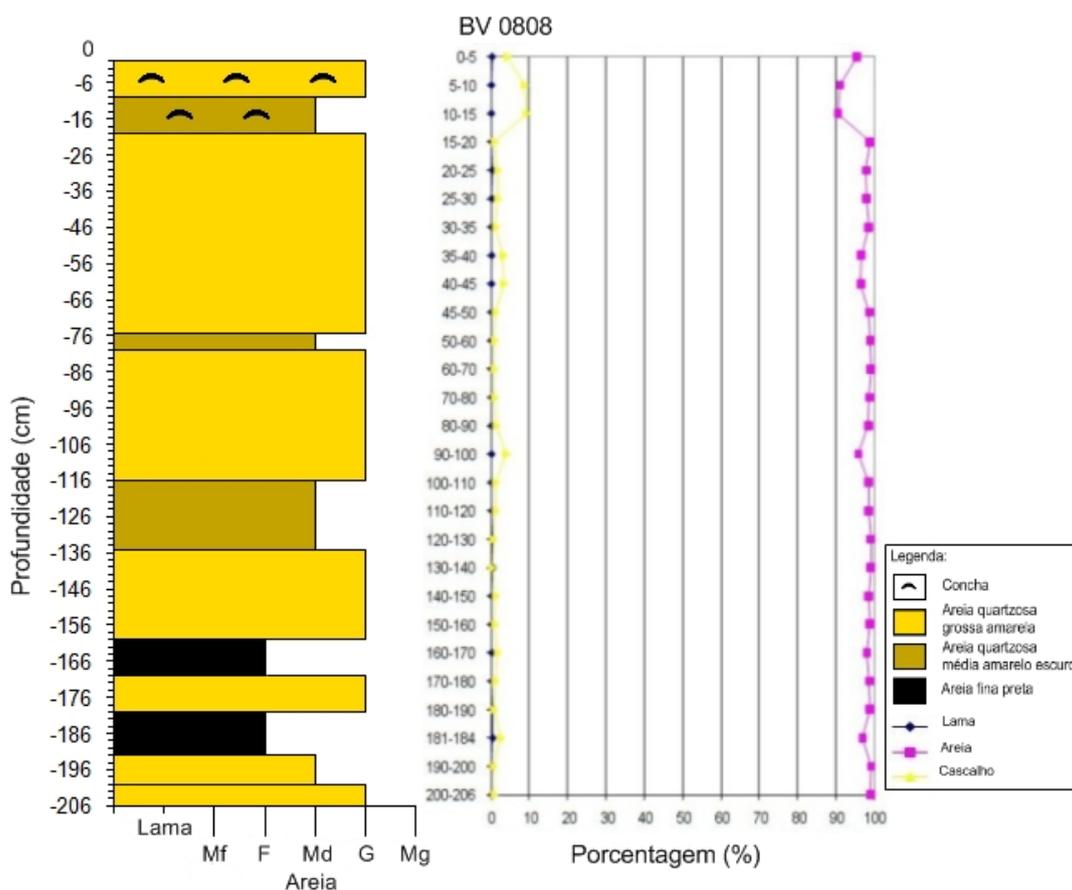


Figura 15: Descrição visual do testemunho BV 0808 (esquerda), com subdivisões da fração lamosa (Lama) e arenosa muito fina (Mf), fina (F), média (Md), grossa (G) e muito grossa (Mg). Porcentagem das frações de lama, areia e cascalho ao longo do testemunho (direita).

Quanto à análise visual, as camadas do testemunho BV 0808 foram caracterizadas com areia quartzosa grossa amarela, intercaladas por algumas camadas de areia quartzosa média amarelo escuro, além de duas camadas de areia fina de coloração preta a partir de 160 cm.

Nesse mesmo pacote sedimentar, observou-se a presença de bioclastos até os 20,0 cm, sendo esses provenientes do manguezal que se localiza em toda a

extensão marginal da região. Vale ressaltar que nos primeiros 5 cm encontraram-se conchas inteiras de  $-3,00\Phi$ , indicando um possível depósito recente e que não foi retrabalhado pelas forças hidrodinâmicas ou que está sendo retrabalhado por forças de baixa energia, não sendo capaz de fragmentar as conchas do depósito. Além disso, foram encontrados fragmentos de conchas de  $-2,00\Phi$  e  $-1,50\Phi$  até 20,0 cm, caracterizando o provável retrabalhamento e deposição em períodos de alta energia ou processos contínuos de retrabalhamento.

Após o processamento dos dados granulométricos, os parâmetros estatísticos de desvio padrão e tamanho médio do grão foram analisados segundo a descrição feita por Folk & Ward (1957). Logo, constatou-se que as primeiras camadas do testemunho, de 1 cm até 20 cm, apresentaram a distribuição de sedimentos quanto ao seu selecionamento como sendo pobremente selecionados, e contendo grãos médios intercalados por grossos. Já as camadas inferiores (depois 20 cm até 206 cm) eram marcadas por moderado grau de selecionamento dos grãos, sendo esses de tamanho médio.

A caracterização do testemunho se aproxima com a descrição dos deltas de grãos grossos feita por Nichols (1999), em que se identifica o padrão granodecrescente, com grãos pobremente selecionados de maior granulometria no topo, e grãos bem selecionados de menor tamanho em direção à base. Quanto à intercalação dos grãos de tamanhos médios com os grãos de maior granulometria observada no primeiro intervalo, é possível inferir que provavelmente a baixa profundidade do testemunho BV 0808 pode ter favorecido o retrabalhamento e redeposição das camadas superficiais em algum momento de maior energia deposicional do rio.

Analisando a composição das amostras do testemunho BV 0808 (Figura 16), observou-se que os minerais mais encontrados foram os terrígenos, em que o quartzo corresponde ao mais abundante, representando cerca de 60 a 90% da amostra. Estes se mostraram, em sua grande maioria, angulosos, o que provavelmente indica sedimentos pouco trabalhados pela dinâmica local e que

estão relativamente próximos da área fonte. Além disso, os grãos de quartzo variaram entre grãos sujos e brilhosos, indicando possíveis processos alternados de trabalho e transporte do grão. Também encontrou-se feldspato, muitas vezes já alterado, e mica, caracterizando um depósito tipicamente fluvial na maioria dos casos (DIAS, 2004).

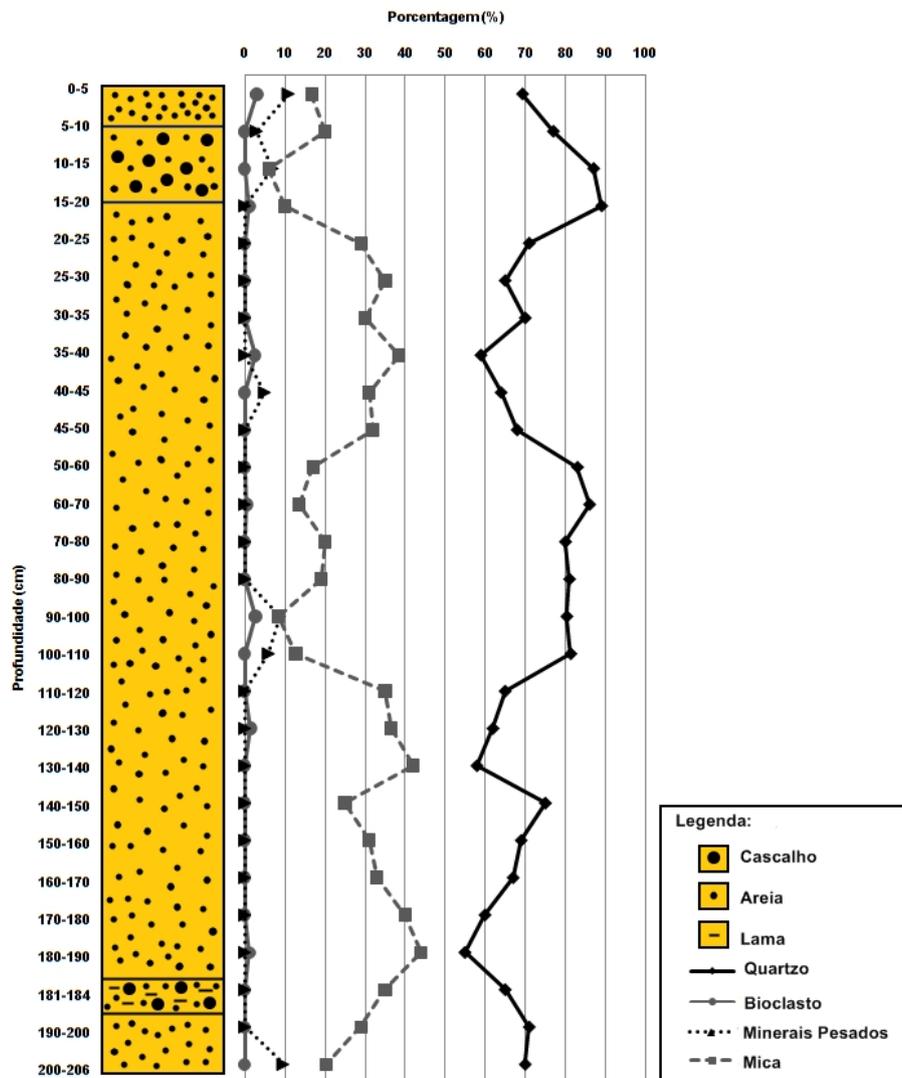


Figura 16: Descrição textural segundo Folk (1954 *apud* Dias, 2004) e análise composicional (porcentagem de foraminíferos, minerais pesados, carbonatos e siliciclásticos) da fração de 3,0 phi do testemunho BV 0808.

De modo geral, as maiores quantidades de minerais pesados foram encontradas na fração de 3,00  $\Phi$  das primeiras camadas (até 20 cm), atingindo cerca de 10%. Além disso, houve a presença pouco significativa de bioclastos

ao longo de todo o testemunho, não sendo encontrados foraminíferos nessas amostras.

Baseando-se na classificação proposta por Folk (1954 *apud* Dias, 2004) (Figura 16), o testemunho BV 0808 é predominante arenoso, com um intervalo areno cascalhoso (entre 5 e 20 centímetros) e um intervalo areno cascalho lamoso.

A partir da interpretação dos dados, pode-se inferir que as fácies arenosas do BV 0808 têm sua provável deposição associada a algum período pretérito, em que processos de alta energia do rio foram determinantes para sua configuração atual. Assim, podem-se citar períodos de cheia do rio, que proporcionaram a competência necessária para a deposição dos grossos e/ou uma regressão marinha, fazendo com que o rio conseguisse um maior alcance, tendo uma energia de trânsito elevada, que possibilitou a formação do delta de cabeceira.

A configuração do testemunho BV 0825 quanto à análise granulométrica e visual, o caracteriza como um pacote sedimentar essencialmente diferente do anterior, sendo predominantemente lamoso, com porcentagem de areia entre 1 e 13% e o teor de lama entre 83 e 98% (Figura 17).

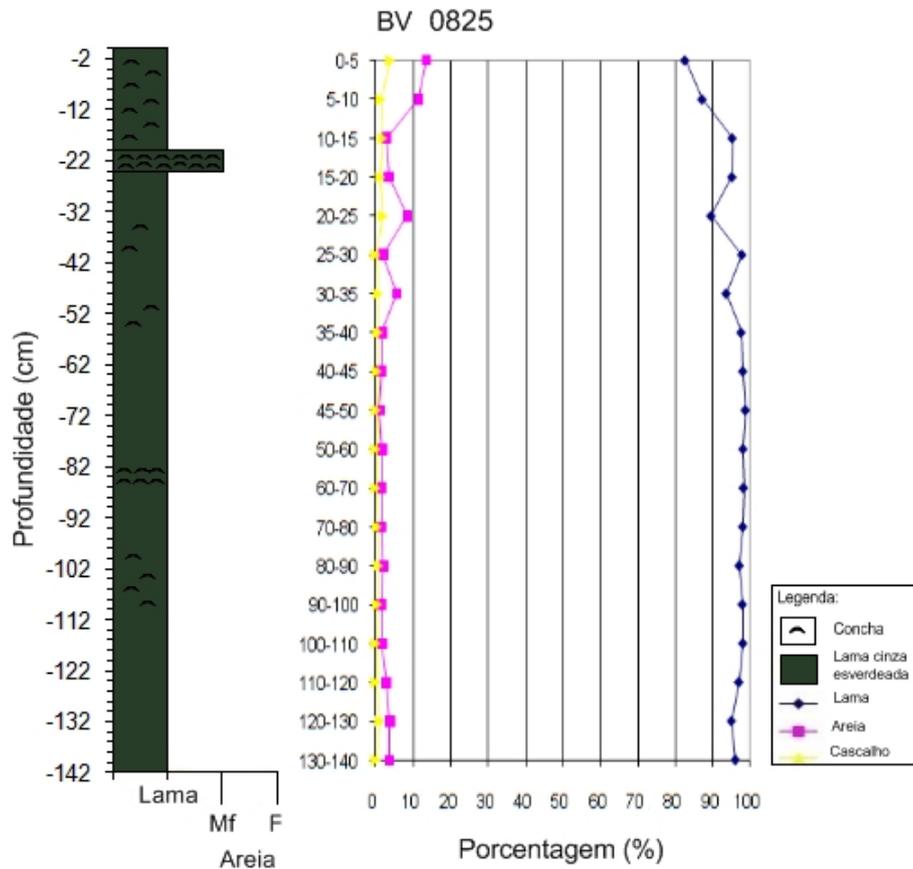


Figura 17: Descrição visual do testemunho BV 0825 (esquerda), com subdivisões da fração arenosa em muito fina (Mf) e fina (F) e porcentagem das frações de lama, areia e cascalho ao longo do testemunho (direita).

A partir da descrição visual, verificou-se a presença de uma lama cinza esverdeada plástica que possuía muita água, fazendo com que as camadas sedimentares estivessem falhadas desde o começo até o final do testemunho. Também se ressalta a presença de muitos fragmentos de conchas ao longo de todo o pacote sedimentar (BV 0825), sendo que a grande maioria encontra-se fragmentada e possui tamanho reduzido. Essa configuração de conchas pode indicar o retrabalhamento constante desse pacote sedimentar ou possíveis eventos de alta energia, que podem estar associados aos momentos de cheia do rio Santa Maria da Vitória, que retrabalhou as conchas provenientes do manguezal e/ou por eventos transgressivos marinhos, possibilitando a deposição de conchas oriundas do ambiente marinho.

Além disso, destaca-se um espesso acamamento de concha em 82 e 22 cm de profundidade, sendo que o acúmulo de conchas nesse último intervalo (22 cm) pode ser resultado de um evento de energia mais intensa do rio Santa Maria da Vitória, que possibilitou a maior competência do rio no transporte de sedimento, carreando o sedimento mais fino lamoso e depositando areia muito fina, ao contrário do que ocorria habitualmente (deposição de sedimento mais fino lamoso).

A retirada da matéria orgânica das amostras do testemunho BV 0825 foi necessária para garantir a melhor visualização morfooscópica, haja vista o sedimento predominantemente lamoso desse testemunho. Os resultados de matéria orgânica obtidos nesse testemunho, cerca de 30% em 6 e 65 cm de profundidade, destoam dos valores encontrados em outros estuários, como no Estuário de Santos, em São Paulo, que apresentou o valor máximo de 10% no sedimento superficial (SIQUEIRA *et al.*, 2006) e na Baía de Guanabara com valores entre 3 a 7% (INNECCO *et al.*, 2008) (Figura 18).

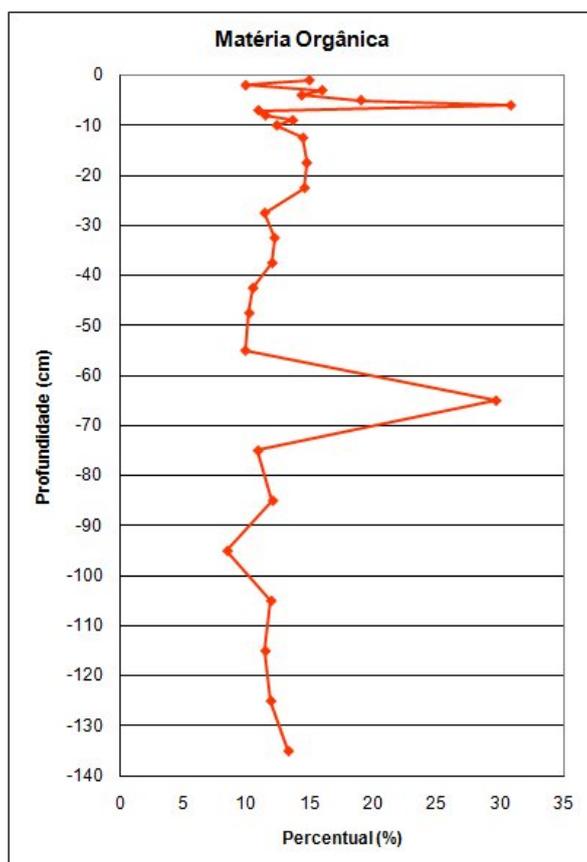


Figura 18: Percentual de matéria orgânica ao longo do testemunho BV 0825.

A análise composicional do testemunho BV 0825 (Figura 19) apresentou a predominância de quartzo (sub-anguloso) e aglomerados carbonáticos (arredondados), variando de 20 a 60%, além da presença significativa de bioclastos, principalmente nas camadas inferiores (a partir de 45 centímetros), sendo esses predominantemente compostos por foraminíferos. Em seguida, tem-se a presença de mica (muscovita) e, em pequena quantidade, os minerais pesados.

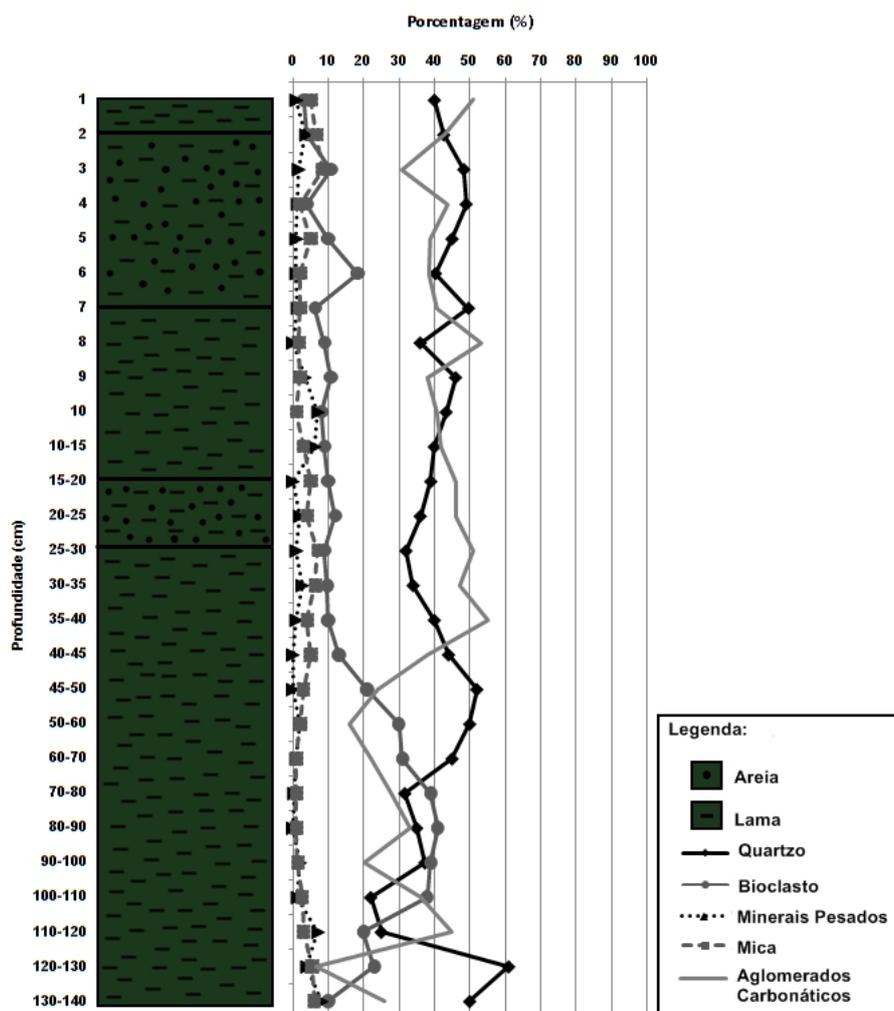


Figura 19: Descrição textural segundo Folk (1954 *apud* Dias, 2004) e análise composicional (porcentagem de foraminíferos, minerais pesados, carbonatos e siliciclásticos) da fração de 3,0 phi do testemunho BV 0825.

Durante a análise morfooscópica foram encontrados diversos aglomerados bem arredondados, sendo eles identificados posteriormente por Almeida (2009) como carbonatos, mais especificamente, como foraminíferos. Esses aglomerados, assim como os principais grãos, carbonatos e minerais pesados

que foram encontrados nas amostras do BV 0825 e nas amostras do BV 0808 podem ser visualizados no inventário fotográfico em ANEXO.

Almeida (2009) analisou a assembléia de foraminíferos no testemunho BV 0825 e reconheceu a junção das biofácies CG (*Criboelphidium gunteri*, *C. vadeszens* e *Globocassidulina subglobosa*) e NP (*Nonion depressulus*, *Nonion* spp. e *Pseudononion atlanticum*), desde a base até o topo do testemunho. Essas biofácies apresentam espécies calcárias marinhas e mixohalinas, o que indicam a intrusão de cunha salina até a porção noroeste do estuário da Baía de Vitória em algum período pretérito, caracterizando um ambiente de baía aberta.

A composição mineralógica desse testemunho identifica a presença de micas, que por apresentarem baixa dureza, apesar de bastante resistentes a abrasão, conseguiram resistir ao transporte desde a área fonte até o local de deposição. A presença mais abundante de mica muscovita em relação à biotita ressalta a maior estabilidade da primeira, e pode indicar maior taxa de intemperismo do que erosão ou que a mica muscovita é a composição predominante na área fonte. Já o quartzo é um mineral muito estável, que não possui plano de clivagem e com alta dureza, desse modo, essas propriedades garantem que as frações granulométricas grossas tenham grãos angulosos, caracterizando um transporte com curta duração de tempo. E as frações finas, por serem compostas por grãos sub-angulosos à sub-arredondados, indicam o possível transporte mais lento o que possibilita o maior grau de arredondamento do grão (DIAS, 2004).

De acordo com a classificação textural proposta por Folk (1954 *apud* Dias, 2004) (Figura 19), observa-se o predomínio de sedimento lamoso, sendo intercalados em dois intervalos classificados como lamo arenosos.

Tendo em vista que o testemunho BV 0825 apresentou fácies lamosas, pode-se inferir que a deposição desse pacote sedimentar ocorreu provavelmente em decorrência de eventos pretéritos de baixa energia do Rio Santa Maria da

Vitória, e/ou devido aos eventos lentos transgressivos marinhos. Com exceção das espessas camadas de conchas, que podem ter sido depositadas em períodos de maior energia.

A seção sísmica abaixo (Figura 20) revelou a presença de 3 (três) superfícies sismoestratigráficas, além de gás nessa região. Desse modo, é possível observar a superfície irregular S1, marcando o limite inferior da unidade sísmica, além de refletores internos inclinados mergulho acima e um refletor irregular indicando o preenchimento do canal. A superfície S2 possui um padrão de forte de reflexão, não contínuo e irregular e S3, representando a superfície de não conformidade atual, também possui um refletor de forte reflexão.

Verifica-se que o paleocanal, originalmente escavado na superfície estratigráfica S1, sofreu deslocamentos deposicionais em sequência (S2) até o posicionamento atual do canal principal da baía (S3).

Também é importante ressaltar que a camada de areia muito fina com muitos fragmentos de conchas (22 cm) do testemunho BV 0825 pode representar o refletor não contínuo de S2.

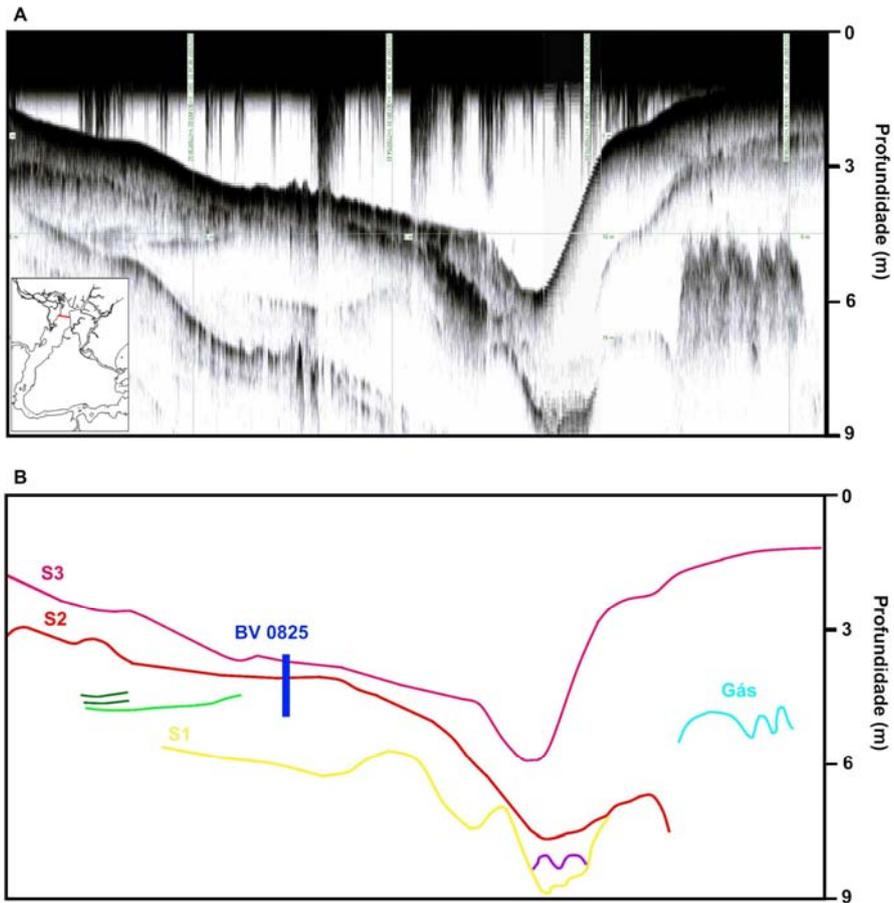


Figura 20: Seção sísmica (A) e a interpretação sismoestratigráfica (B), destacando as 3 (três) superfícies estratigráficas (S1, S2 e S3), o posicionamento do testemunho BV 0825 e a presença de gás no registro sísmico.

Visando identificar as mesmas superfícies descritas acima em outras linhas sísmicas, verificaram-se os pontos em que as linhas se cruzaram (ponto de intersecção) através da identificação da hora no registro sísmico (Figura 21).

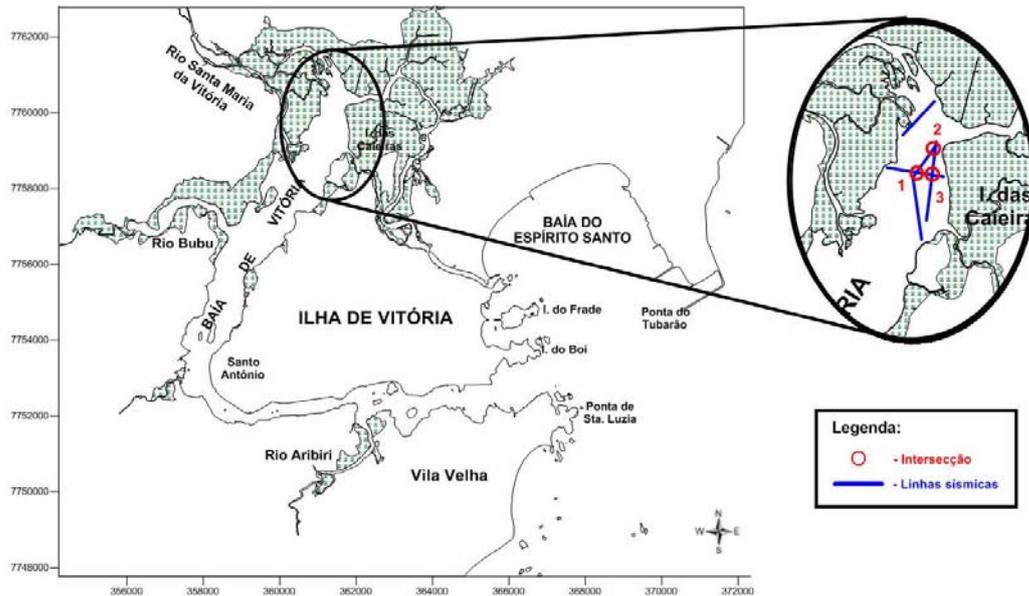


Figura 21: Mapa de localização das linhas sísmicas e dos 3 pontos de intersecção.

De acordo com a identificação dos pontos de intersecção em cada linha sísmica (Figuras 22, 23 e 24), constata-se que o ponto 1 apresenta correlação quanto ao refletor sísmico fraco (S1) e com o refletor forte irregular (S2), que representam superfícies de paleocanais, assim como a superfície S3 de não conformidade atual. O ponto 2 correlaciona duas superfícies S2 e S3 e já no ponto 3 não possível a verificação de nenhum refletor em comum.

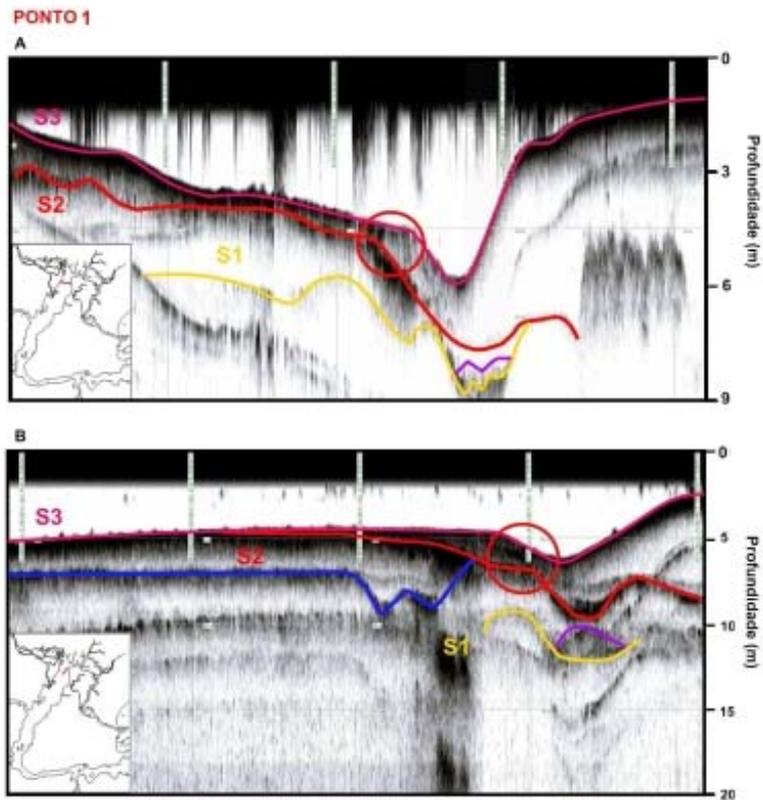


Figura 22: Seções sísmicas (A e B) que representam o ponto de intersecção 1 e as superfícies sismoestratigráficas S1, S2 e S3.

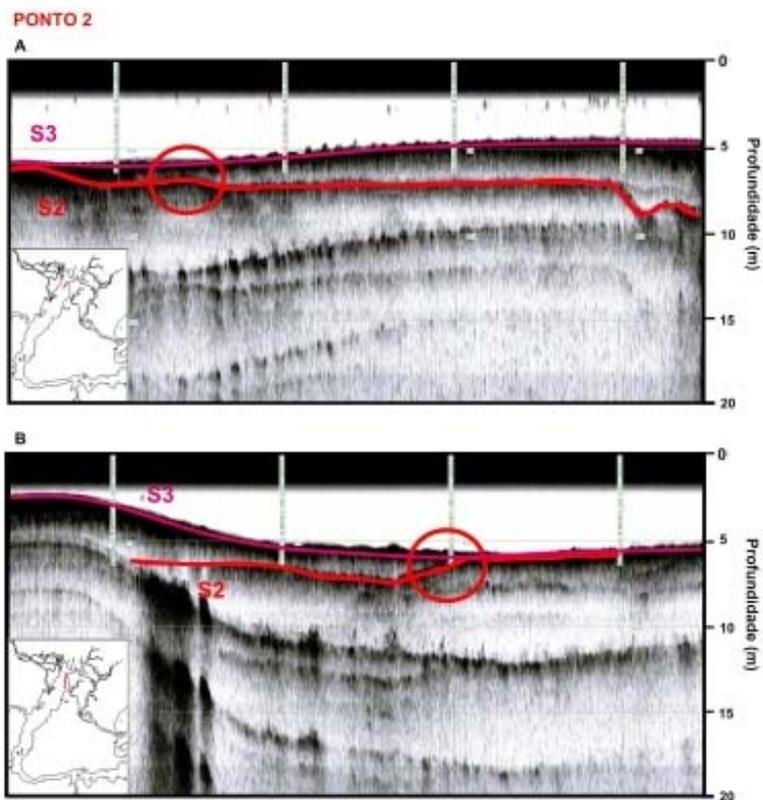


Figura 23: Seções sísmicas (A e B) que representam o ponto de intersecção 2 e as superfícies sismoestratigráficas S3 e S2.

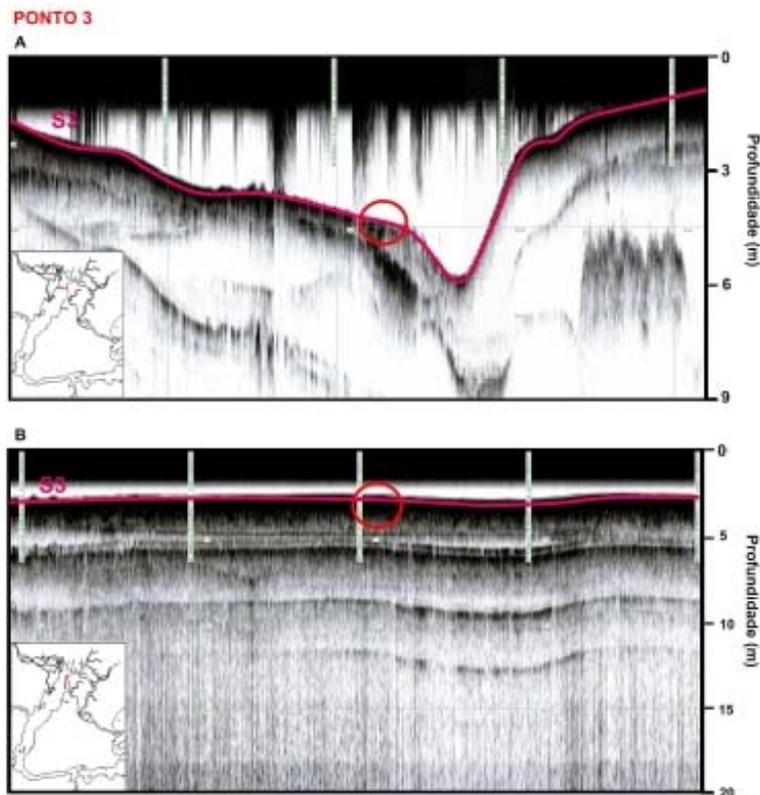


Figura 24: Seções sísmicas (A e B) que representam o ponto de intersecção 3 e a superfície sismoestratigráfica S3.

A partir das intersecções acima, pode-se identificar as superfícies sismoestratigráficas (S1, S2 e S3) nas outras linhas sísmicas e fazer a correta interpretação das outras linhas adquiridas.

Na Figura 25 foi identificado um refletor com fraco padrão de reflexão (laranja), indicando um possível paleocanal; um refletor irregular com alto padrão de reflexão (roxo), com característica de padrão rochoso; uma superfície (verde) sendo preenchida pela superfície de não conformidade atual S3, que apresenta forte padrão de reflexão.

A seção sísmica representada na Figura 26 apresenta um refletor fraco, indicando um paleocanal, um refletor sísmico com forte padrão refletivo (azul) e um refletor subparalelo (S2) com terminação mergulho acima na superfície S3 de não conformidade atual.

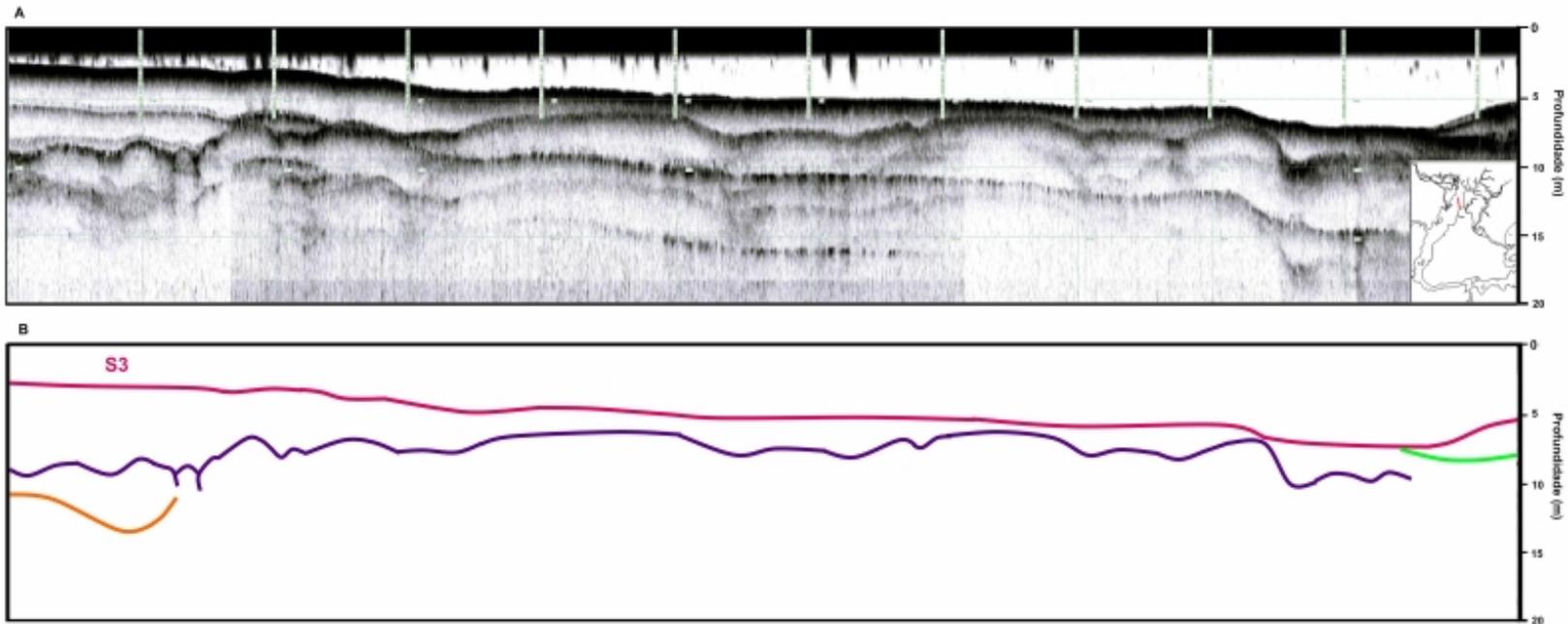


Figura 25: Seção sísmica (A) e a interpretação sismoestratigráfica (B).

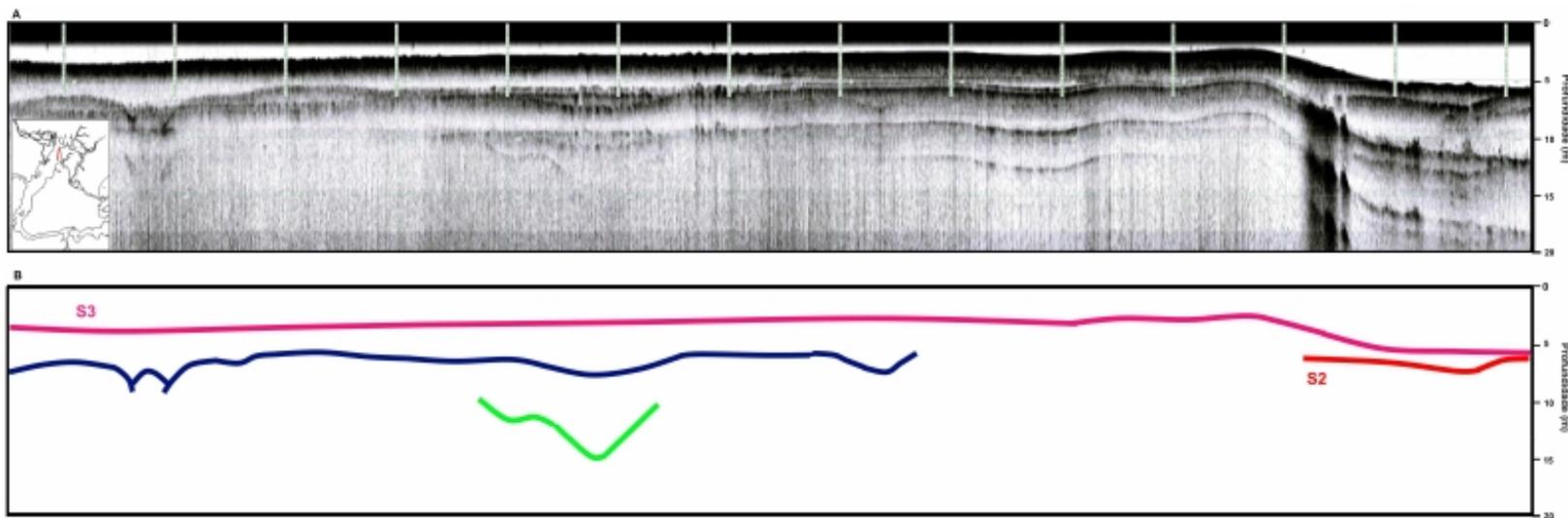


Figura 26: Seção sísmica (A) e a interpretação sismoestratigráfica (B).

Na última seção sísmica (Figura 27) os refletores se apresentam dispostos de modo irregular, configurando vários eventos deposicionais distintos. O refletor amarelo representa a superfície de deposição S1, sendo preenchida (refletor roxo); o refletor vermelho de alto padrão refletivo indica a superfície S2 (paleocanal); e o último refletor caracteriza a superfície atual S3. A configuração dos refletores caracteriza o preenchimento de um paleocanal por eventos com grande suprimento sedimentar e o deslocamento do posicionamento do canal.

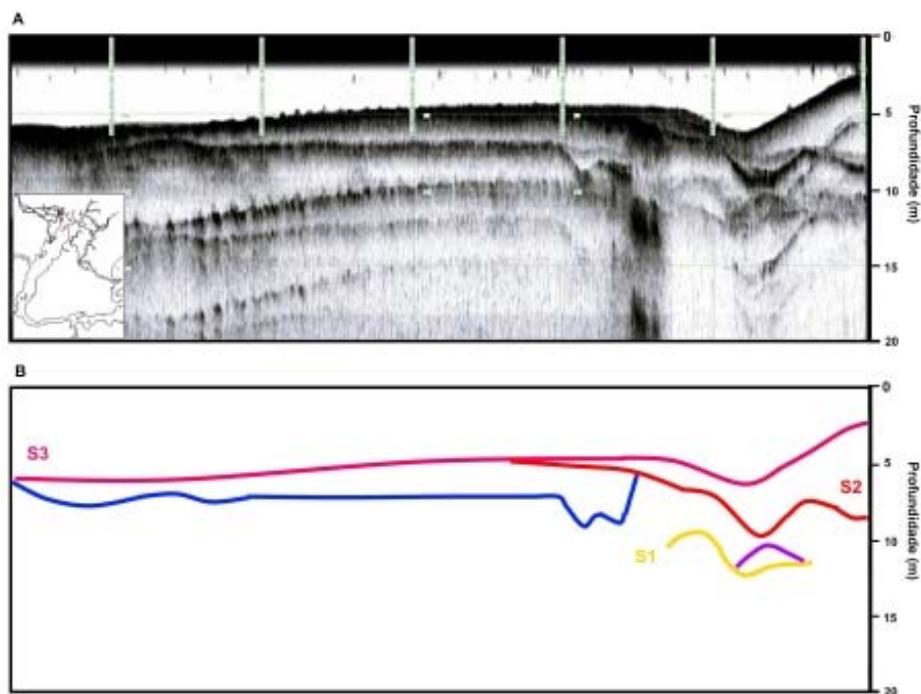


Figura 27: Seção sísmica (A) e a interpretação sismoestratigráfica (B).

A linha sísmica que abrange o testemunho BV 0808, perto da desembocadura do rio (Figura 21), não apresentou padrão de reflexão passível de ser interpretado, devido à baixa profundidade da região, cerca de 0,50 m no local do testemunho.

## 6 DISCUSSÃO

Visando inferir alguns fatos sobre a evolução sedimentar da região, representou-se os testemunhos em um perfil batimétrico longitudinal, em conjunto com os dados de biofácies (ALMEIDA, 2009) e com as datações de radiocarbono (BASTOS *et al.* no prelo) (Figura 28).

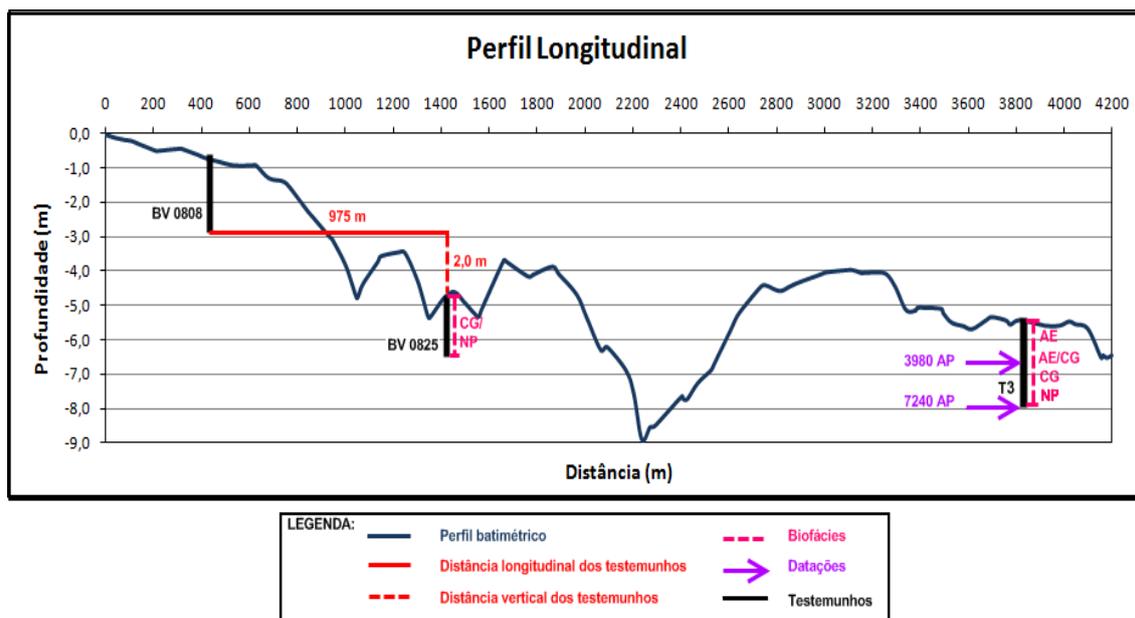


Figura 28: Perfil batimétrico longitudinal, com o posicionamento dos dois testemunhos BV 0808 e o BV 0825, distâncias verticais e longitudinais entre os testemunhos, identificação das biofácies e a correlação com a datação de radiocarbono.

A partir dessa visão longitudinal de distribuição dos testemunhos, verifica-se que o BV 0808 corresponde à sequência estratigráfica de continuação do BV 0825, porém há um hiato deposicional ou a indicação de erosão nessa área, visto que faltam aproximadamente 2,00 metros de informações estratigráficas. Desse modo, a região indica provável erosão (retrabalhamento do sedimento superficial) ou a não deposição atual, o que resulta na ausência do depósito sedimentar lamo-arenoso que representaria a transição entre a lama (BV 0825) e a areia (BV 0808).

A análise das biofácies nos testemunhos feita por Almeida (2009) e Bastos *et al.* (no prelo) permite a interpretação desse hiato deposicional ou erosão, uma

vez que esses autores verificaram a ausência de biofácies (AE e AT) típicas do ambiente marinho restrito e de condições atuais de manguezal no testemunho BV 0825, e a presença da biofácies AE, por exemplo, no testemunho adjacente T3 (Figura 28). Por essas biofácies serem compostas por foramíferos predominantemente marinhos e estuarinos, representariam a transição entre o ambiente marinho restrito para o ambiente de manguezal (atual) na sequência estratigráfica do BV 0825, ocorrida em aproximadamente 1,010 anos AP.

Associando as biofácies com as informações sísmicas e de radiocarbono fornecidas por Bastos *et. al.* (no prelo), e com as oscilações do nível do mar para a região costeira brasileira consideradas por Ângulo *et al.* (2006), verifica-se que fácies lamosas transgressivas datadas de 7,240 anos A.P. nas biofácies NP e CG são compatíveis às encontradas no testemunho BV 0825, e indicam um ambiente de baía aberta que sofria influência direta de águas marinhas em um período de transgressão.

No trabalho de Bastos *et. al.* (no prelo), as oscilações máximas e mínimas do nível do mar foram identificadas em alguns testemunhos, porém não foram encontradas no BV 0825. Desse modo, não foi possível a identificação de fácies transgressivas de mar alto datadas de 4,000 anos A.P. representando o nível de máxima transgressão, nem de superfícies regressivas que caracterizam a regressão marinha. A partir dessas fácies seria verificada provavelmente a progressiva passagem de uma baía aberta (ambiente marinho) para uma baía mais restrita (ambiente estuarino).

Allen e Posamentier (1993) afirmam que a identificação da fácies transgressiva de mar alto é mais difícil de ser feita do que das outras fácies estratigráficas, uma vez que o ravinamento provocado pela maré no evento regressivo de sucessão provoca a deformação desse pacote sedimentar ou até mesmo a sua erosão.

A exposição dessa fácies pode indicar um local de não deposição (hiato) ou a atuação de eventos erosivos decorrentes da descida do nível do mar. Desse modo, o processo de regressão marinha pode ter provocado o entalhamento do rio, o que impediu que o sedimento se depositasse (MARTIN, 2003), ou pode ter ocorrido um evento erosivo devido ao ravinamento da maré, que retirou o sedimento do local. Esse tipo de erosão foi também identificada por Lessa *et al.* (1998) na Baía de Paranaguá, sendo denominada de diastema da maré.

Tendo em vista a lenta tendência de decaimento do nível relativo do mar nos últimos 4,000 à 3,000 anos (ÂNGULO *et al.* 2006), o testemunho BV 0808 tem sua deposição atribuída a esse período de regressão marinha (por volta de 2,500 anos A.P.), uma vez que é constituído por um típico depósito arenoso de origem fluvial.

Vale ressaltar que o entalhamento do rio é uma consequência dessa regressão, sendo, portanto, natural o recobrimento do testemunho BV 0825 com sedimentos arenosos e/ou lamosos fluviais, fazendo com que esse pacote sedimentar seja uma possível mistura de sedimentos lamosos transgressivos (deposição com influência marinha) e regressivos (deposição com influência fluvial). Tal constatação não é claramente identificada com as evidências amostrais, o que pode indicar um processo acentuado de ravinamento da maré no canal e um preenchimento lamoso fluvial não tão significativo, assim como constatado por Veronez *et al.* (no prelo).

Os deltas de cabeceira são geralmente identificados por apresentarem fácies areno-lamosas com grãos finos e médios, compondo uma superfície de planície de maré (NICHOL *et al.* 2007), porém o delta do Rio Santa Maria da Vitória não apresenta essa superfície, fato que indica o carreamento pelo rio do sedimento mais fino (areia e lama) distalmente ou o processo erosivo. Essas situações podem estar ocorrendo, apesar do delta estar rodeado pelo manguezal que é a área-fonte desse tipo de sedimento.

Desse modo, constata-se que o delta de cabeceira está tentando se estabelecer e construir uma feição relativamente bem definida, com a formação de uma planície aluvial devido à sedimentação do rio, entretanto, o ravinamento de maré, atribuído ao período regressivo atual do estuário, impede a deposição sedimentar em algumas regiões e escarpa as feições. A erosão das feições estuarinas e deltaicas, devido ao fenômeno da maré, tem sua ação potencializada na Baía de Vitória, uma vez que há um pequeno gradiente de profundidade, permitindo a acentuada intrusão da maré (HEAP *et al.* 2004).

A interpretação sísmica revela a superfície sismoestratigráfica S1 de origem regressiva que provavelmente originou a formação do canal principal da baía, por volta de 30,000 anos A.P. (MARTIN, 2003). Acima dessa superfície, constata-se uma deposição irregular que preenche o paleocanal devido a um evento mais acentuado de regressão marinha, o que possibilitou o entalhamento do rio e posterior deposição de sedimentos fluviais grossos.

Os refletores irregulares paralelos e subparalelos representam as superfícies de ravinamento decorrentes da ação erosiva da maré à medida que o nível do mar regrediu, dessa forma, houve a retirada de sedimentos superficiais com a possível realocação deles em outras áreas deposicionais.

O processo de transgressão marinha é evidenciado pela superfície S2 que apresenta o deslocamento do canal principal, assim como o padrão de forte reflexão dos refletores, em decorrência da deposição lamosa transgressiva que foi compactada pelos depósitos subseqüentes. Além disso, em um momento de maior influência da maré e das ondas na região houve a deposição de areia fina e conchas, sendo representadas por uma camada no testemunho BV 0825 (20 cm).

Por último, tem-se a superfície S3 que caracteriza a não conformidade atual e indica um padrão erosivo mais acentuado no lado esquerdo do canal, quando

comparado ao lado direito, que apresenta uma sedimentação relativamente maior, marcada pela grande espessura do pacote sedimentar.

A distribuição sedimentar superficial da região foi estudada por Dalmaschio e Bastos (2007) e mais recentemente por Veronez Jr *et al.* (no prelo), indicando a presença de areia próximo à desembocadura do rio e sua substituição por sedimentos lamo-arenosos à jusante, essa possível contribuição fluvial foi identificada no presente estudo com o testemunho BV 0808 e o BV 0825, respectivamente. Como corroboração de tal fato, constata-se na Figura 29 que a região em destaque representa provavelmente uma grande planície aluvial do Rio Santa Maria da Vitória que foi sobreposta pelo manguezal, caracterizando um depósito deltaico.

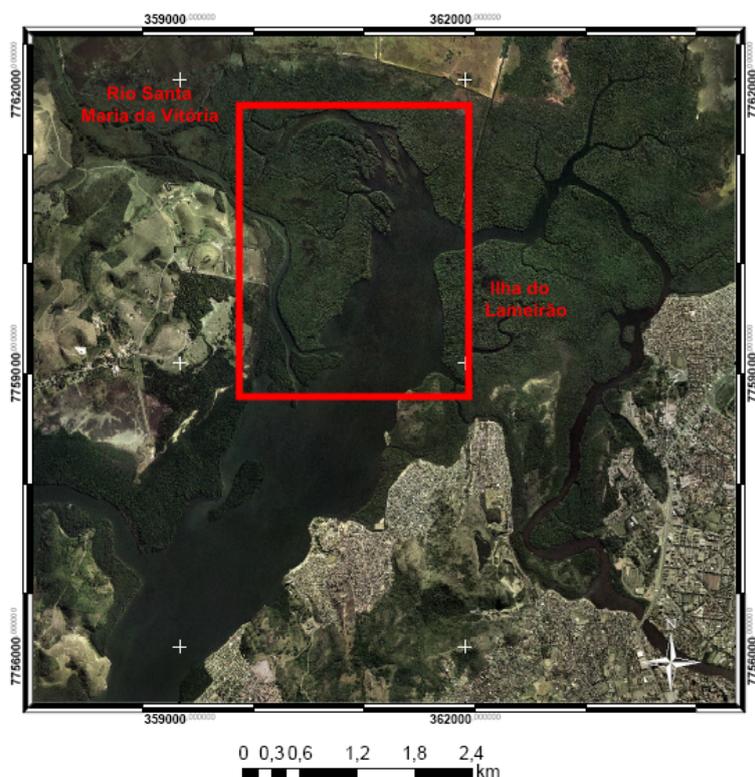


Figura 29: Mapa de localização do depósito deltaico do Rio Santa Maria da Vitória.

De acordo com o mapa faciológico elaborado por Veronez Jr (2009) (Figura 30), verifica-se, entre a região de Santo Antônio e a foz do Rio Santa Maria da Vitória, a influência do mar em depósitos pretéritos, como as fácies transgressivas, que estão atualmente afloradas devido ao ravinamento da maré, sendo elas arenosas na região de Santo Antônio e lama arenosas no

canal principal. Também constatou-se fácies lama arenosa mista regressiva na área lateral ao canal principal, sendo o sedimento característico do ambiente estuarino, e fácies de areias regressivas próximo a foz do rio, indicando o aporte atual fluvial.

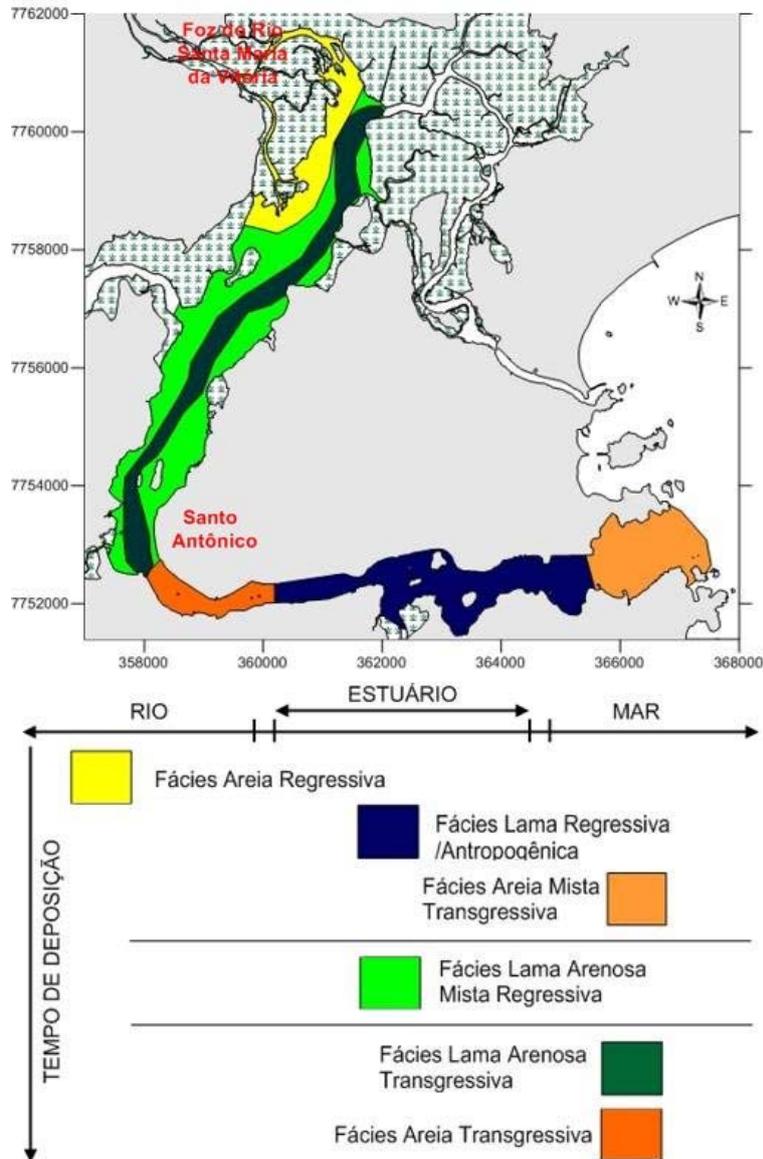


Figura 30: Distribuição das fácies sedimentares e a correlação com os ambientes deposicional e o tempo que ocorreu essa deposição (Adaptado de Veronez Jr., 2009).

A partir da interpretação de todos os dados abordados nesse estudo, pôde-se elaborar um modelo de sedimentação da região de desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória até Santo Antônio (Figura 31).

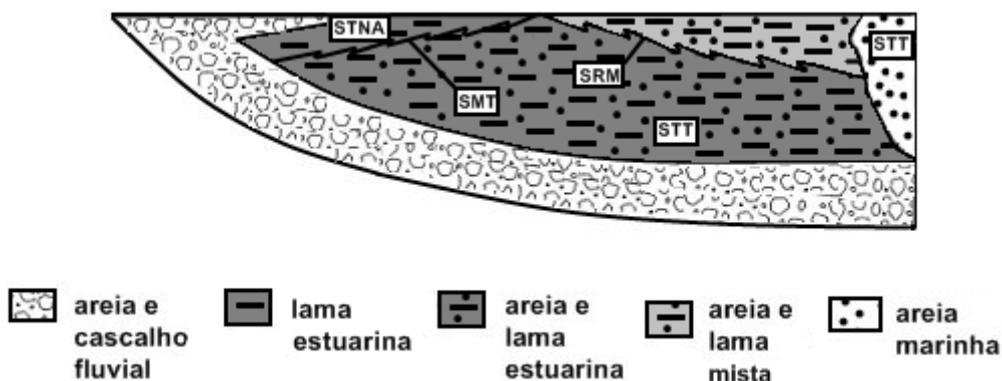


Figura 31: Seção esquemática litológica ao longo do eixo longitudinal do delta de cabeceira e de parte do estuário da Baía de Vitória.

Observam-se no modelo os depósitos sedimentares de areia marinha, lama e areia mista, lama e areia estuarina, lama estuarina e, por último, areia e cascalhos de rio. Também identifica-se os sistemas de tratos deposicionais caracterizados como o conjunto das superfícies deposicionais que se ajustam em relação à subida do nível do mar, transgressão marinha, e à descida desse nível, regressão marinha, sendo interpretados pelas siglas STT (Sistema de Trato Transgressivo), SRM (Superfície de Ravinamento das Marés), SMT (Superfície do Máximo Transgressivo) e STNA (Sistema de Trato de Nível Alto Estático).

O Rio Santa Maria da Vitória escavou o canal principal da Baía de Vitória por volta dos 30,000 anos A.P (MARTIN, 2003), período em que o rio dominava os processos de sedimentação da região, e garantiu um espesso depósito arenoso e cascalhoso fluvial na formação basal. Posteriormente, o eventos transgressivos preencheram a baía com areia e lama estuarina, sendo datados de 7,200 anos A.P. (BASTOS *et al.* no prelo), e areia marinha, demonstrando locais em que os processos marinhos foram predominantes na sedimentação.

A SMT indica o período em que o nível do mar alcançou a máxima inundação, mancando a mudança do transgressivo para o regressivo, sendo o seu depósito (STNA) representado por lamas regressivas estuarinas de preenchimento do estuário. Porém, essa superfície está erodida em alguns

pontos da Baía de Vitória devido ao processo de ravinamento de maré no evento regressivo.

Essa atuação da corrente de maré no processo regressivo proporciona o desenvolvimento da SRM, erodindo a deposição transgressiva (STT) e a regressiva (STNA). Em consequência desse processo, há a deposição de sedimentos mistos (areia e lama) que representam os depósitos transgressivos misturados com a deposição atual, ou seja, regressiva. Tal configuração é atribuída ao canal principal da Baía de Vitória, uma vez que a energia das correntes ainda não permite que se observe claramente um depósito tipicamente transgressivo, mas sim uma mistura (BV 0825).

Dessa forma, constata-se que a região está em estágio de preenchimento, uma vez que o sedimento fluvial está avançando sobre a lama regressiva do STNA e esse, por sua vez, está sobrepondo a lama e areia estuarina do STT. A consequência do processo atual de regressão marinha, é a mistura dos depósitos regressivos e transgressivos, onde haverá, provavelmente, a futura predominância da deposição regressiva sobrepondo todos os depósitos transgressivos (STT).

O modelo visa representar a tendência de preenchimento do estuário, assim como outros modelos elaborados tanto para costas transgressivas, como na França por Allen e Posamentier (1993) e na China por Li *et al.* (2002), quanto para costas regressivas, como feito na Austrália por Nichol *et al.* (1994, 1997) e no Brasil (Paranaguá) feito por Lessa *et al.* (1998) e na Baía de Todos os Santos feito por Lessa *et al.* (2000).

Lessa *et al.* (1998) compararam a sedimentação de três estuários, do Estuário do Rio James, Estados Unidos (LESSA *et al.*, 1998 apud NICOLS *et al.*, 1991), do Estuário Gironde, França (ALLEM e POSAMENTIER, 1993), e do Estuário da Baía de Paranaguá (Figura 32).

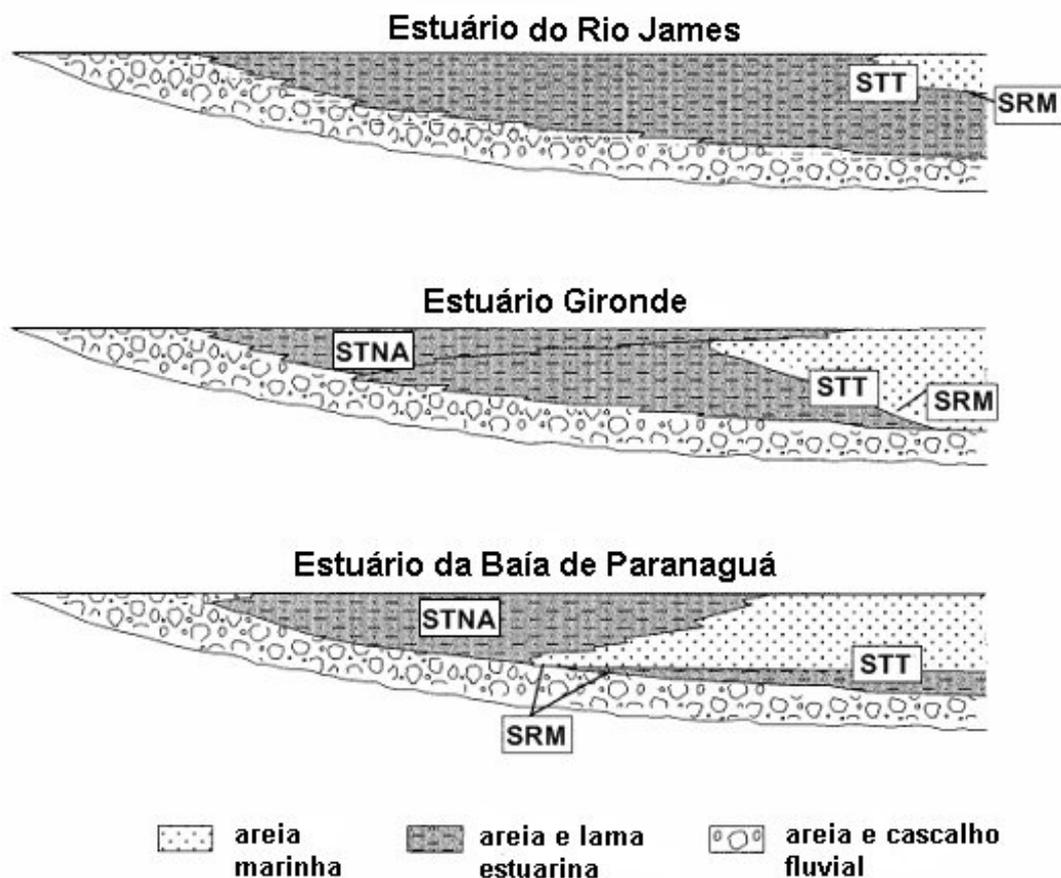


Figura 32: Seções esquemáticas litológicas ao longo do eixo longitudinal de 3 estuários, James, Gironde e Paranaguá (Adaptado de Lessa *et al.* 1998).

Dessa forma, constata-se que no estuário do Rio James ocorreu apenas transgressão, estando marcado pela deposição estuarina (areia e lama) e marinha (areia). Já o Gironde apresenta-se como um estuário que já atingiu o nível de máxima transgressão (STNA) e que está iniciando o processo de regressão, uma vez que a lama do STNA está se depositando sobre a areia marinha. E o estuário de Paranaguá mostra o estágio avançado de regressão marinha, em que o sedimento lamoso de STNA se deposita acentuadamente sobre a areia de STT, assim como o sedimento fluvial avança sobre a lama STNA (LESSA *et al.*, 1998).

O mesmo padrão de sedimentação encontrado na Baía de Paranaguá (LESSA *et al.*, 1998) foi identificado na Baía de Todos os Santos por Lessa *et al.* (2000) e também na Baía de Vitória pelo presente estudo. Essa

similaridade do modelo da Baía de Vitória com os outros modelos demonstra a tendência de descida do nível do mar e preenchimento dos estuários da costa brasileira.

## 7 CONCLUSÕES

A partir das informações de datações de radiocarbono e biofácies compiladas nesse estudo, conclui-se que no passado essa região sofreu processos de deposição sedimentar em períodos de transgressão marinha, sendo um ambiente de baía aberta, e processos de erosão e/ou não deposição na regressão marinha, o que ocasionou a mudança para um ambiente de baía mais restrito (atual).

Os eventos erosivos e/ou não deposicionais (hiato deposicional) atuaram na exposição da fácies lamo arenosas transgressiva e regressiva (BV 0825), além de revelar paleocanais e superfícies deposicionais irregulares e de ravinamento na região do delta de cabeceira do Rio Santa Maria da Vitória, através da análise sismoestratigráfica.

A presença de fácies arenosa típica do ambiente fluvial indica que o delta de cabeceira está tentando se estabelecer e construir uma feição relativamente bem definida, porém, a energia das correntes de maré, erode ou impede a deposição de sedimentos mais finos, que seriam representados pelas fácies lamosas fluviais.

Essas interpretações possibilitaram a idealização de um modelo de sedimentação do delta de cabeceira e de parte do estuário da Baía de Vitória, em que o testemunho BV 0825 foi associado à mistura de fácies de areia/lama transgressiva (transgressão marinha) e fácies de areia/lama regressiva (regressão marinha). Essa mistura de fácies ocorreu devido ao ravinamento de maré que erodiu o depósito lamo arenoso transgressivo (STT) e a lama regressiva (STNM). Além disso, com o processo de regressão marinha, houve o entalhamento do rio e deposição de sedimento de origem fluvial (BV 0808), além do retrabalhamento e deslocamento dos sedimentos do fundo.

O modelo de sedimentação evidencia as oscilações entre transgressão e regressão marinha ocorridas na Baía de Vitória e mostra similaridade com outros modelos realizados para estuários da costa brasileira, evidenciando o preenchimento do estuário e a tendência do lento decaimento do nível do mar.

Verifica-se a necessidade de estudos futuros sobre a evolução sedimentar da região do delta de cabeceira e do estuário, em que podem ser acrescentados: dados sísmicos próximos à desembocadura do rio, datações de radiocarbono em amostras mais profundas e obtenção de testemunho maiores.

## 8 REFERÊNCIAS

ADAMS, C. S. Estuaries of the past and present: A biofacies perspective. **Sedimentary Geology**. v. 190, 289-298pp., 2006.

ALLEN, G. P.; POSAMENTIER, H. W. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 63, 378–392pp., 1993.

ALMEIDA, F. K. **Distribuição de foraminíferos bentônicos ao longo de testemunhos na baía de Vitória, ES, sudeste do Brasil**. 2009. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, IGEO, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 115 p, 2009

ANGULO, R. J.; LESSA, G. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, v. 140, 141–166pp., 1997.

ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**. v. 25, 486–506pp., 2006.

AYRES NETO, A. Uso da sísmica de reflexão de alta resolução e da sonografia na exploração mineral submarina. **Brazilian Journal of Geophysics**, v. 18, n. 3, 2000.

BASTOS, A. C.; VILELA, C. G.; QUARESMA, V. S.; ALMEIDA, F. K. Mid- to Late-Holocene Estuarine Infilling Processes studied by Radiocarbon Dates, High Resolution Seismic and biofacies at Vitória Bay, Espírito Santo, southeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileiro de Ciências**, (no prelo).

BLOTT, S. J. & PYE, K. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics. Package for analysis of unconsolidated sediments. **Earth Surface Processes. Landforms**, 26, 1237-1248 pp., 2001.

CATANEAU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Elsevier, Canadá, 2006.

COE, A. L. (Ed.) **The Sedimentary Record of Sea-Level Change**. The Open University, Cambridge University Press, 2003.

DALMASCHIO, R. G & BASTOS, A. C. Aplicação do método sonográfico para caracterização da distribuição sedimentar superficial do fundo da baía de Vitória – ES. *In: Anais da Jornada de Pesquisa e Iniciação Científica*, Vitória, 2007.

DALRYMPLE, R. W.; BOYD, R.; ZAITLIN, B. A. History of research, types and internal organisation of incised-valley systems: Introduction to the volume. *In: DALRYMPLE, R. W. AND BOYD, R. (Eds), Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*, SEPM Special Publication, v. 51, 3–10 pp, 1994.

DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A.; BOYD, R. Estuarine facies models: conceptual basis e stratigraphic implications. **Journal of Sedimentary Petrology**, Canadá, v. 62, n. 6, 1130-1146 pp., 1992.

DAVIS JR., R. A. **Coastal sedimentary environments**. 2nd ed. rev. exp. New York, Springer-Verlag, 1985.

DIAS, J. A. **A análise sedimentar e os conhecimentos dos sistemas marinhos**. Universidade de Algarve, Faro, 2004.

FAIRBRIDGE, R. W. The estuary: its definition and geodynamic cycle. *In*: OLAUSSON, E; CATO, I. (Eds), **Chemistry and Biochemistry of Estuaries**, Nova York, Wiley, 1-35 pp., 1980.

FOLK, R. L. & WARD, W. C. Brazas river bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of sedimentary petrology**, 27:3 – 26 pp, 1957.

HEAP A. D.; BRYCE, S.; RYAN, D. A. Facies evolution of Holocene estuaries and deltas: a large-sample statistical study from Australia. **Sedimentary Geology**. v. 168, 1-17pp., 2004.

INNECCO, B. R.; CHEQUER, L.; ALVES, J. L. C.; LOPES-ROSA, T. D.; FONTANA, L. F.; MENDONÇA-FILHO, J. G.; CRAPEZ, M. A. C.; SILVA, F. S. Determinação do conteúdo de matéria orgânica, carbono total e enxofre nos sedimentos superficiais da Baía de Guanabara – RJ, Brasil. *In*: XX Semana Nacional de Oceanografia, 2008, Arraial do Cabo. XX Semana Nacional de Oceanografia - XX SNO'08, v. 1, 2008.

LI, C.; WANG, P.; SUN, H.; ZHANG, J.; FAN, D.; DENG, B. Late Quaternary incised-valley fill of the Yangtze delta (China): its stratigraphic framework and evolution. **Sedimentary Geology**, v. 152, 133-158pp. 2002.

LESSA, G. C. Baías Brasileiras: Grandes estuários em uma costa regressiva? **Anais Simpósio Baías - 10º Congresso ABEQUA**, Guarapari, ES – CD-ROM 2005.

LESSA, G. C.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; BRICHTA, A.; DOMINGUEZ, J. M. L. A Reevaluation of the Late Quaternary Sedimentation in Todos os Santos Bay (BA), Brazil. **Anais da Academia Brasileiro de Ciências**, v. 72, n. 4, 2000.

LESSA, G. C.; MEYERS, S.; MARONE, E. Holocene stratigraphy in the Paranaguá Bay estuary, southern Brazil. **Journal of Sedimentary Research**. V. 68, n. 6, 1060-1076 pp., 1998.

LOBO, F. J.; DIAS, J. M. A.; GONZÁLEZ, R.; HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J.; MORALES, J. A.; DÍAZ DEL RÍO, V. High Resolution Seismic Stratigraphy of a narrow, bedrock-controlled estuary: The Guadiana Estuarine System, SW Ibéria. **Journal of Sedimentary Research**, v. 73, n. 6, 973-986 pp., 2003.

MCMANUS, J. Grain size determination and interpretation. *In*: TUCKER, M. E. **Techniques in Sedimentology**, Boston, Blackwell Scientific Publications, 394 pp., 1988.

MARTIN L. Holocene Sea-Level History Along Eastern-Southeastern Brazil. **Anais Instituto de Geociências**, Universidade Federal do Rio de Janeiro. v. 26, WorkshopBaía: 13-24 pp. 2003.

MARTIN, L; SUGUIO, K; FLEXOR, J. M.; ARCHANJO, J. D. Coastal Quaternary Formations of the Southern Part of the State of Espírito Santo (Brazil). **Anais da Academia Brasileiro de Ciências**, v. 68, n. 3, 1996.

MITCHUM, R. M.; VAIL, P. R.; SANGREE, J. B. Seismic Stratigraphy and Reflection Patterns in Depositional Sequences. *In*: PAYTON, C. E. (Ed), **Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration**, The American Association of Petroleum Geologists, v. 26, 116-133 pp. 1977.

MOOK, D.H. & HOSKIN, C. M. Organic determination by ignition caution advised. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 15, 697 – 699 pp., 1982.

MORANG, A.; LARSON, R.; GORMAN, L. Monitoring the Coastal Environment; Part III: Geophysical and Research Methods. **Journal of Coastal Research**, v. 13, n. 4, 1064-1085 pp., 1997.

NICHOL, S.L.; BOYD, R.; PENLAND, S. Stratigraphic response of wave dominated estuaries to different relative sea-level and sediment supply histories: Quaternary case studies from Nova Scotia, Louisiana and eastern Australia. In: DALRYMPLE R AND BOYD R (Eds), **Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences**, SEPM Special Publication. n. 51, 265–283pp. 1994.

NICHOL, S. L.; ZAITLIN, B. A.; THOM, B. G. The upper Hawkesbury River, New South Wales, Australia: a Holocene example of an estuarine bayhead delta. **Sedimentology**, v. 44, 263-286 pp., 1997.

NICHOLS, G. **Sedimentology and Stratigraphy**. Blackwell, 355 pp., 1999.

POWERS, M. C. A new roundness scale for sedimentary particles. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 23, n. 2, 117-119 pp., 1953.

RIBEIRO, H. J. P. **Estratigrafia de Sequências – Fundamentos e Aplicações**. São Leopoldo, Edunisinos, 2000.

RIGO, D. **Análise do escoamento em regiões estuarinas com manguezais – medições e modelagem na Baía de Vitória, ES**. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 2004.

SHEPARD, F. P. **Submarine Geology**. 3nd., Harper & Row, 517p., 1973.

SIQUEIRA G. W.; BRAGA E. S.; MAHIQUES, M. M.; APRILE, F. M. Determinação da matéria orgânica e razões C/N e C/S em sedimentos de fundo do Estuário de Santos – SP/Brasil, **Arquivos de Ciências do Mar**, Fortaleza. v. 39, 18-27pp., 2006.

SUGUIO, K. **Introdução à Sedimentologia**. Edgard Blucher, São Paulo, 317pp., 1973.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, 273–286pp., 1985.

VERONEZ JR, P.; **Ecofácies e Faciologia dos sedimentos de fundo da Baía de Vitória – ES**. Vitória, Universidade Federal do Espírito Santo, Dissertação de Mestrado, 2009.

VERONEZ JR., P.; BASTOS, A. C.; QUARESMA, V. S. Morfologia, Distribuição Sedimentar e Sonografia em um Sistema Estuarino Tropical: Baía de Vitória, ES. **Revista Brasileira de Geofísica**, (no prelo).

ZAITLIN, B. A; DALRYMPLE R. W.; BOYND, R. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. **Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences**. n. 51. Canadá. 1994.

## ANEXOS

### Testemunho BV 0808

Amostra # 10-15 cm – 1,0 phi



Grãos de quartzo



Carbonatos

Amostra # 50-60 cm – 1,0 phi



Grãos incrustados



Grãos de quartzo

Amostra # 90-100 cm – 1,0 phi



Mica



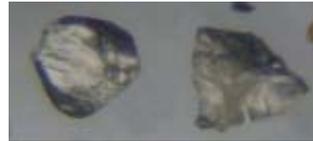
Quartzo rosa

Testemunho BV 0825

Amostra # 3 cm – 2,0 phi



Grãos de Quartzo (luz de cima)



Grãos de Quartzo (luz de baixo)

Amostra # 5 cm – 1,0 phi



Grãos de Quartzo (luz de cima)



Grãos de Quartzo (luz de baixo)

Amostra # 6 cm – 1,0 phi



Foraminífero

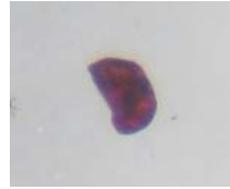


Foraminífero

Amostra # 6 cm – 3,0 phi

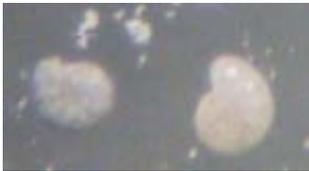


Mineral rosa (luz de cima)

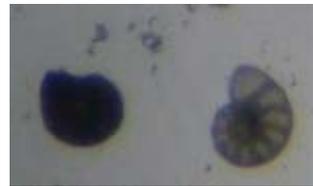


Mineral rosa (luz de baixo)

Amostra # 30-35 cm – 3,0 phi



Foraminíferos (luz de cima)



Foraminíferos (luz de baixo)

Amostra # 60-70 cm – 2,0 phi



Carbonato



Aglomerados carbonáticos

Amostra # 90-100 cm – 3,0 phi



Aglomerados carbonáticos



Carbonatos