



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO GEOLOGIA MARINHA, COSTEIRA E SEDIMENTAR

**CONDIÇÕES DE SEDIMENTAÇÃO E PREENCHIMENTO DOS
ESTUÁRIOS ITAPICURU E REAL, LITORAL NORTE DO
ESTADO DA BAHIA, BRASIL**

FÉLIX FERREIRA DE FARIAZ

Salvador, Bahia

Dezembro de 2014

FÉLIX FERREIRA DE FARIA

**CONDIÇÕES DE SEDIMENTAÇÃO E PREENCHIMENTO DOS
ESTUÁRIOS ITAPICURU E REAL, LITORAL NORTE DO
ESTADO DA BAHIA, BRASIL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor em Geologia.

ORIENTADOR: PROF. DR. GERALDO DA SILVA VILAS BOAS

CO-ORIENTADOR: PROF. DR. GERALDO MARCELO PEREIRA LIMA

Salvador, Bahia

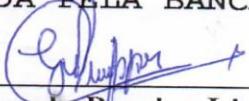
Dezembro de 2014

FELIX FERREIRA DE FARIA

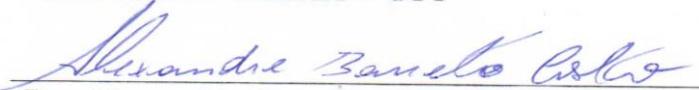
**"CONDIÇÕES DE SEDIMENTAÇÃO E
PREENCHIMENTO DOS ESTUÁRIOS ITAPICURU E
REAL, LITORAL NORTE DO ESTADO DA BAHIA,
BRASIL"**

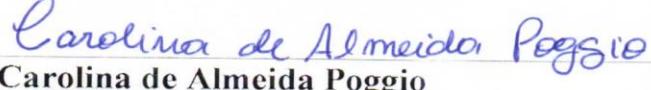
Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, como requisito para a obtenção do Grau de Doutor em Geologia na área de concentração em Geologia Marinha, Costeira e Sedimentar em 19/12/2014.

TESE APROVADA PELA BANCA EXAMINADORA:


Dr. Geraldo Marcelo Pereira Lima
(Co-Orientador- UFBA)


Dra. Kita Chaves Damásio Macário
Examinador Externo – UFF


Dr. Alexandre Barreto Costa
Examinador Externo - UFBA


Drª. Carolina de Almeida Poggio

Examinador Externo – UFBA


Dr. José Maria Landim Dominguez

Examinador Interno – UFBA

Salvador – BA
2014

AGRADECIMENTOS

- À Deus por permitir esta minha caminhada, com saúde, entusiasmo e perseverança.
- Agradeço a Lia, minha companheira de todos os momentos, meus filhos Félix Tadeu e Sergio Ramon que nunca deixou que eu fraquejasse e sempre com uma palavra de incentivo e carinho.
- Ao Curso de Pós-graduação pelo apoio logístico para a realização deste trabalho.
- Aos coordenadores do curso Prof. Manuel Jerônimo (anterior) e a Profa. Simone Cruz (atual).
- Ao Prof. Jose Maria Landim por permitir a utilização dos equipamentos (ecobatímetro) e o LEC 1 para a realização das análise sedimentológicas, o que nos permitiu a realização dessas etapas.
- Aos Profs. Alexandre Costa e Kita Chaves pela colaboração nas análises isotópicas.
- Ao Prof. Flavio José Sampaio, pelo apoio, incentivo e aconselhamento.
- Ao Prof. Johildo Barbosa pelo incentivo e ajuda financeira.
- Ao Prof. Ernande pelo incentivo e facilitador na realização das análises, identificação e caracterização dos minerais de argilas.
- Ao técnico Edgar pela realização das análises dos minerais de argilas.
- Agradecimento especial a Profa. Olga Otero pelo incentivo, pela agilização dos processos para o meu afastamento visando a realização do doutorado especial.
- Agradecimento especial ao Prof. Geraldo Marcelo, colega, amigo e companheiro, por ter estado junto, em todos os momentos deste trabalho, com apoio, incentivo, aconselhamento, sugestões e discussões.
- Ao Prof. Geraldo da Silva Vilas Boas, pelo apoio, oportunidade, incentivo e confiança para a realização deste trabalho.
- À Profa. Carolina Poggio colega e amiga pelo incentivo, caracterização e identificação dos componentes biogênicos.
- À Joaquim Lago pelo apoio cedido nas últimas décadas de convivência.
- Aos alunos orientandos do prof. Geraldo Marcelo, Marihane, Joaquim, Leonardo, Daniela, Pablício e Américo pelo apoio nas etapas de campo, de laboratório e confecção de gráficos, tabelas e mapas.
- À Nilton Silva e Rafael Farias pelo suporte acadêmico e a todos aqueles que de uma forma ou de outra contribuíram para o êxito desse trabalho.

RESUMO

No presente trabalho foram avaliadas as condições de sedimentação dos estuários Itapicuru e Real, localizados no Litoral Norte do Estado da Bahia, Brasil, a partir da análise das fácies sedimentares, do espaço para acomodação dos sedimentos ainda restantes nos ambientes e das análises isotópicas ^{14}C e $^{210}\text{Pb} - {^{137}\text{Cs}}$, para se estabelecer as taxas de sedimentação e as condições evolutivas de preenchimento desses estuários. Os ambientes estudados se mostram originalmente capazes de acumular sedimentos no seu interior, com volumes de $4,8 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Itapicuru) e $2,0 \times 10^7 \text{ m}^3$ (Real). Apesar de circunvizinhos, os estuários Itapicuru e Real apresentam condições de sedimentação e evolução completamente opostas. As condições de preenchimento dos estuários foram estimadas utilizando-se os métodos geocronológicos combinados ^{210}Pb e ^{137}Cs , com taxas de sedimentação no Itapicuru e no Real de $5,5 \text{ mm ano}^{-1}$ e de $2,8 \text{ mm ano}^{-1}$, podendo ser estimado para ambos, um tempo de preenchimento futuro de 600 anos e 2150 anos, respectivamente. Análise do ^{14}C também comprovou que nos últimos 1.200 anos ocorre sedimentação no interior do estuário Real. As fácies sedimentares estudadas, a partir da sua textura, mineralogia e composição dos grãos, forneceram indicadores sobre a sua hidrodinâmica estuarina e a sua proveniência sedimentar, sendo possível determinar sua área de domínio marinho, estuarino e fluvial. O estuário Itapicuru é estreito e relativamente raso, com profundidade média de -3,9 m, dominado pela sedimentação do fácie areia fina a muito fina na sua bacia central, média na cabeceira e grossa na embocadura, este último, composto por biodetritos. Já o estuário Real é bastante largo em toda a sua extensão, porém, raso na cabeceira e na bacia central, com profundidades de -2 m, enquanto que, na embocadura, são observadas profundidades maiores de -20 m. Sua extensão e largura favorecem a sedimentação dominada por fácie silte grosso a silte médio na sua bacia central e por areia média e areia fina na cabeceira e na embocadura. Com a combinação dessas variáveis foi possível concluir, portanto, que estes ambientes representam diferentes condições de sedimentação estuarina, com desenvolvimento relativamente avançado do preenchimento do canal. Entretanto, comporta no seu interior, a capacidade de aprisionar sedimentos fluviais e marinhos, sem serem lançados diretamente no oceano, conforme caracterizaria seu estágio final de evolução.

Palavras-chave: Estuários, taxas de sedimentação, preenchimento.

ABSTRACT

In this study it were evaluated the sedimentation conditions of Itapicuru and Real estuaries, located on the north coast of Bahia, Brazil, from the analysis of sedimentary facies, space to accommodate the still remaining sediment in the environment and isotopic analysis C¹⁴ and Pb²¹⁰ - Cs¹³⁷, to establish sedimentation rates and the changing conditions of filling of these estuaries. The study sites show was originally able to accumulate sediments inside, with volumes of $4.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Itapicuru) and $2.0 \times 10^7 \text{ m}^3$ (Real). Despite surrounding the Itapicuru and Real estuaries show sedimentation conditions and completely opposite trend. The filling conditions of estuaries were estimated using the combined methods geochronological Pb²¹⁰ and Cs¹³⁷ with sedimentation rates to Itapicuru estuary 5.5 mm.y^{-1} and to Real estuary 2.8 mm.y^{-1} , can be estimated both a fill future time 600 years and 2150 years, respectively. C¹⁴ analysis also showed that in the last 1.200 years sedimentation occurs within the Real estuary. The studied sedimentary facies, from its texture, mineralogy and taphonomy, provided indicators on your estuarine hydrodynamics and their sedimentary provenance, in which it was possible to be certain their marine, estuarine and river. The Itapicuru estuary is narrow and relatively shallow, with an average depth of -3.9 m, dominated by sedimentation facies of fine to very fine sand in the central basin, average at the head and thick at the mouth, the latter consisting of biofacies. While Real estuary is quite broad in its entire length, however, at the head and shallow central basin, with depths of -2 m, while in the mouth, are observed depths of -20 m. Its length and width facilitates sedimentation dominated by silt facies thick medium silt in its central basin and medium sand and fine sand at the head and the mouth. With the combination of these variables was concluded, therefore, that these environments represent different conditions of estuarine sedimentation, with relatively advanced development of the channel fill. However, holds within it the ability to trap river and marine sediments, without being released directly into the ocean, according to characterize its final stage of evolution.

Keywords: Estuaries, sedimentation facies, infilling

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	11
1.1 OBJETIVOS	14
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	15
2.1 Definição dos estuários	16
2.2 Classificação dos estuários	18
2.3 Dinâmica estuarina	21
2.3.1 Descarga fluvial	21
2.3.2 Distribuição espacial dos sedimentos de fundo	23
2.4 Evolução de sistemas estuarinos	28
3. ÁREA DE ESTUDO	32
3.1 Bacias hidrigráficas	34
3.2 Geologia	38
3.3 Aspectos Geomorfológicos	45
3.4 Clima	46
4. MATERIAIS E MÉTODOS	48
2.1 Hidrologia	49
2.2 Batimetria	50
2.3 Sedimento de Fundo	52
2.3.1 Análise dos componentes dos sedimentos	53
2.3.2 Análise de Difração de Raios-X	55
2.4 Testemunhos rasos de sondagens	56
2.4.1 Taxa de sedimentação por Pb ²¹⁰ e Cs ¹³⁷	56
2.4.2 Datação pelo Método C ¹⁴	58
2.5 Estimativa de preenchimento sedimentar	62
5. RESULTADOS	62
4.1 Vazão fluvial	62
4.2 Batimetria	65
4.3 Sedimento de Fundo Itapicuru	68
4.4 Sedimento de fundo Real	74

4.3.1	Análise dos componentes dos sedimentos	79
4.3.2	Análise de Difração de Raios-X	81
4.4	Taxa de sedimentação e datação	84
4.5	Estimativa de preenchimento sedimentar	89
6. DISCUSSÃO		90
5.1	Vazão fluvial	90
5.2	Batimetria	93
5.3	Sedimento de fundo	94
5.4	Taxa de sedimentação	102
5.5	Estimativa de preenchimento sedimentar	105
5.6	Considerações ambientais	106
7. CONCLUSÕES		108
8. REFERÊNCIAS		110

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Principais estuários do Litoral Norte da Bahia e suas respectivas áreas

Inframareais	13
Figura 2 - Divisão dos ambientes associados a um estuário	18
Figura 3 - Resumo dos conceitos de estuários encontrados na literatura. Notar a diferença dos domínios intermareal e inframareal que compõem os estuários	18
Figura 4 – Exemplos de sistemas estuarinos em função de sua classificação geomorfológica	20
Figura 5 – Fatores que controlam a sedimentação nos estuários	23
Figura 6 – Modelo de distribuição de fácies estuarina em função da energia hidrodinâmica (adaptado de Davis, 1991; Dalrymple <i>et al.</i> 1992).	24

Figura 7 – Esquema de evolução dos ambientes costeiros	29
Figura 8 – Localização do estuário Itapicuru (área inframareal = 1,6km ²)	33
Figura 9 – Localização do estuário Itapicuru (área inframareal = 34,5km ²)	33
Figura 10 – Relação das dimensões das áreas dos estuários (somatório das áreas Inframareal e intermareal) e suas respectivas bacias hidrográficas	34
Figura 11 - Mapa da área de estudo (LandSat. SRTM)	36
Figura 12 – Bacia hidrográfica do ri Itapicuru	37
Figura 13 – Bacia hidrográfica do rio Real	38
Figura 14 – Mapa geológico da área de estudo (CBPM, 2000)	44
Figura 15 - Hietogramas de dados máximos acumulados de precipitação para a área de Estudo entre os estuários	47
Figura 16 - Médias das precipitações máximas na série temporal, destacando o maior e o menor valor médio, sendo estação úmida em preto e estação seca cinza (a). Registro de picos diários máximos que ultrapassam os valores médios das estações mais secas (b).	48
Figura 17 - Organograma da hipótese testada sobre a evolução dos estuários Itapicuru e Real, Bahia	49
Figura 18 - Régua instalada para verificação do nível das marés nos estuários	51
Figura 19 - Fluxograma da análise laboratorial das amostras de sedimento de fundo	52
Figura 20 - Abertura do testemunho e divisão em fatias com espessura de 1 cm	58
Figura 21 - – Equipamentos para análise de radiocarbono por MAS.	60
Figura 22 - Hidrogramas das descargas médias e máximas mensais do Rio Itapicuru	63
Figura 23 – descargas fluvial médias e máximas do Itapicuru, entre 1966 / 2013	64
Figura 24 – Relação entre a vazão líquida e a concentração de sedimentos em suspensão	64
Figura 25 – descargas fluvial médias e máximas do Real	65
Figura 26 – Mapa batimétrico do estuário Itapicuru	67
Figura 27 – Mapa batimétrico do estuário Real	68

Figura 28 – Itapicuru– Shepard(1954) – classificação com base na textura e Pejrup(1988) – classificação com base na energia hidrodinâmica	70
Figura 29 – Classificação do sedimento de fundo do Estuário do Itapicuru. Mapa de fácie Texturais	71
Figura 30 – Classificação do sedimento de fundo do estuário itapicuru. Mapa de grau de Selecionamento	72
Figura 31- Shepard (1954) classificação com base na textura e Pejrup (1988) classificação com base na energia hidrodinâmica determinados para o estuário Real	76
Figura 32 – Fácie textural e grau de selecionamento encontrada no estuário Real	77
Figura 33 – Difratometria de Raios-X para o estuário Real	82
Figura 34 – Testemunho raso de sondagem do estuário Itapicuru	85
Figura 35 – Análise granulométrica dos testemunhos rasos de sondagens dos estuários Itapicuru e Real	86
Figura 36 – Taxas de sedimentação dos Estuário Itapicuru e Real	87
Figura 37 – Testemunho raso de sondagem estuário Real	88
Figura 38 – Análise do ¹⁴ C do estuário Real	89
Figura 39 – Tendência da diminuição da precipitação da região nordeste do Brasil	92
Figura 40 – Tendência de redução da descarga fluvial do Itapicuru e Real	93
Figura 41 – Compartimentação dos domínios no estuário Itapicuru baseado no modelo de Darlymple (et al. 1992), a partir de dados de granulométricos e componentes biogênicos	99
Figura 42 – Compartimentação dos domínios no estuário Real baseado no modelo de Darlymple (et al. 1992), a partir de dados de granulométricos e componentes Biogênicos	100
Figura 43 – comportamento dos diferentes minerais de argilas em contato com a água Salobra (krone, 1978; Whitehouse et al. 1960	102

TABELAS

Tabela 1 –Dados brutos da análise granulométrica do estuário Itapicuru	73
Tabela 2 – Dados brutos da analise granulométrica do estuário Real	78
Tabela 3 – Análise dos componentes biogênicos no sedimento de fundo do estuário Itapicuru	80
Tabela 4 – Análise dos componentes biogênicos no sedimento de fundo do estuário Real	81
Tabela 5 – Estimativa de preenchimento sedimentar do canal estuarino	90
Tabela 6 – Taxas de sedimentação apresentadas na literatura, em trabalhos realizados no Brasil	103

1. INTRODUÇÃO

Durante o período Quaternário, a zona costeira brasileira experimentou diversas oscilações de subida e descida do nível eustático do mar (NRM), tornando possível o surgimento e a extinção de inúmeros estuários. Dada a grande extensão do litoral brasileiro, em torno de 8.500 km, o desenvolvimento dos estuários foi muito complexo no contexto temporal e espacial. O litoral da Bahia é um exemplo dessa complexidade, com uma extensão de aproximadamente 1.000 km, onde notadamente vários estuários vêm experimentando um preenchimento sedimentar desigual nos últimos 5.000 anos, devido à descida do nível do mar. De modo geral, os estuários do litoral brasileiro e baiano apresentam forte indício de diminuição do espaço de acomodação (espaço que permite a acumulação de sedimentos), sendo que quanto maior for este espaço, maior será o volume de sedimento ou de tempo necessário para o seu completo preenchimento. A maioria dos estuários brasileiros apresenta espaço de acomodação com reduzidas dimensões, com profundidade de -30 m em sua área inframareal. Esta situação demonstra um avançado estágio de preenchimento sedimentar. Os estuários que ainda se mantém apresentam diferenças nas características geomorfológicas, sedimentares e litológicas, que intrigam os estudiosos do assunto. Segundo Dalrymple et al. (1992), a tendência evolutiva dos estuários é serem gradualmente preenchidos até atingir um estágio final de evolução (em estágio regressivo) quando os sedimentos fluviais serão lançados diretamente no mar.

A planície quaternária associada ao Litoral Norte do Estado da Bahia, encontra-se em sua maior parte inserida na APA homônima (criada pelo Decreto Estadual nº 1046 de 17/03/1992), a qual foi concebida para mitigar os impactos negativos decorrentes do PRODETUR (Programa de Desenvolvimento do Turismo do Estado da Bahia) e da construção da Linha Verde (BA-099), dentre eles o aumento da sedimentação nos estuários, reduzindo assim, o tempo de existência dos mesmos. A maior parte dos estuários deste litoral estão em estágio avançado de preenchimento sedimentar (Lima, 2010). Dentre eles,

os estuários Itapicuru e Real, localizados no extremo norte, apresentam distintas configurações de área estuarina e de bacia hidrográfica, cuja característica pode ser utilizada para dirimir sobre o assunto (Figura 1).

De acordo com o relatório do Banco Mundial (UNEP, 1996), nos dias atuais mais de 60% da população mundial vive numa faixa de 60 quilômetros a partir da linha de costa. Isto significa que cerca de dois terços da população mundial habita a zona litorânea, resultando em uma alta concentração de atividades industriais e metrópoles de grande porte nesta região (Moraes, 1999).

O aumento da concentração populacional na zona costeira tem resultado em uma série de problemas de ordem ambiental e diversos conflitos resultantes das múltiplas atividades humanas que nela são exercidas, tais como: turismo, exploração de recursos vivos, indústrias variadas, transporte, agricultura, produção de energia, exploração de recursos minerais, dentre outros não menos importantes. O notório aumento dos conflitos decorrentes do uso e da exploração dos recursos, ocasionando diversos tipos de degradação ao meio ambiente nas zonas costeiras, nos últimos trinta anos, faz com que esta porção territorial seja considerada como área prioritária na implantação de políticas ambientais de conservação e desenvolvimento sustentável, as quais requerem de antemão estudos aprofundados e detalhados sobre os ecossistemas e seus substratos associados.

O estudo detalhado deste litoral reveste-se, portanto, de particular importância para a compreensão dos processos dinâmicos que modelaram o Litoral Norte da Bahia, com uma grande variedade de ecossistemas presentes nesta região, resultando em um complexo mosaico de unidades biofísicas: restingas em cordões litorâneos, cordão-duna, terraços arenosos marinhos, dunas, zonas úmidas (brejos e pântanos), manguezais, depósitos arenosos de delta intra-lagunar e de leques aluviais. Este mosaico de ecossistemas confere a esta região um caráter particular, tornando esta área sensível às interferências humanas.

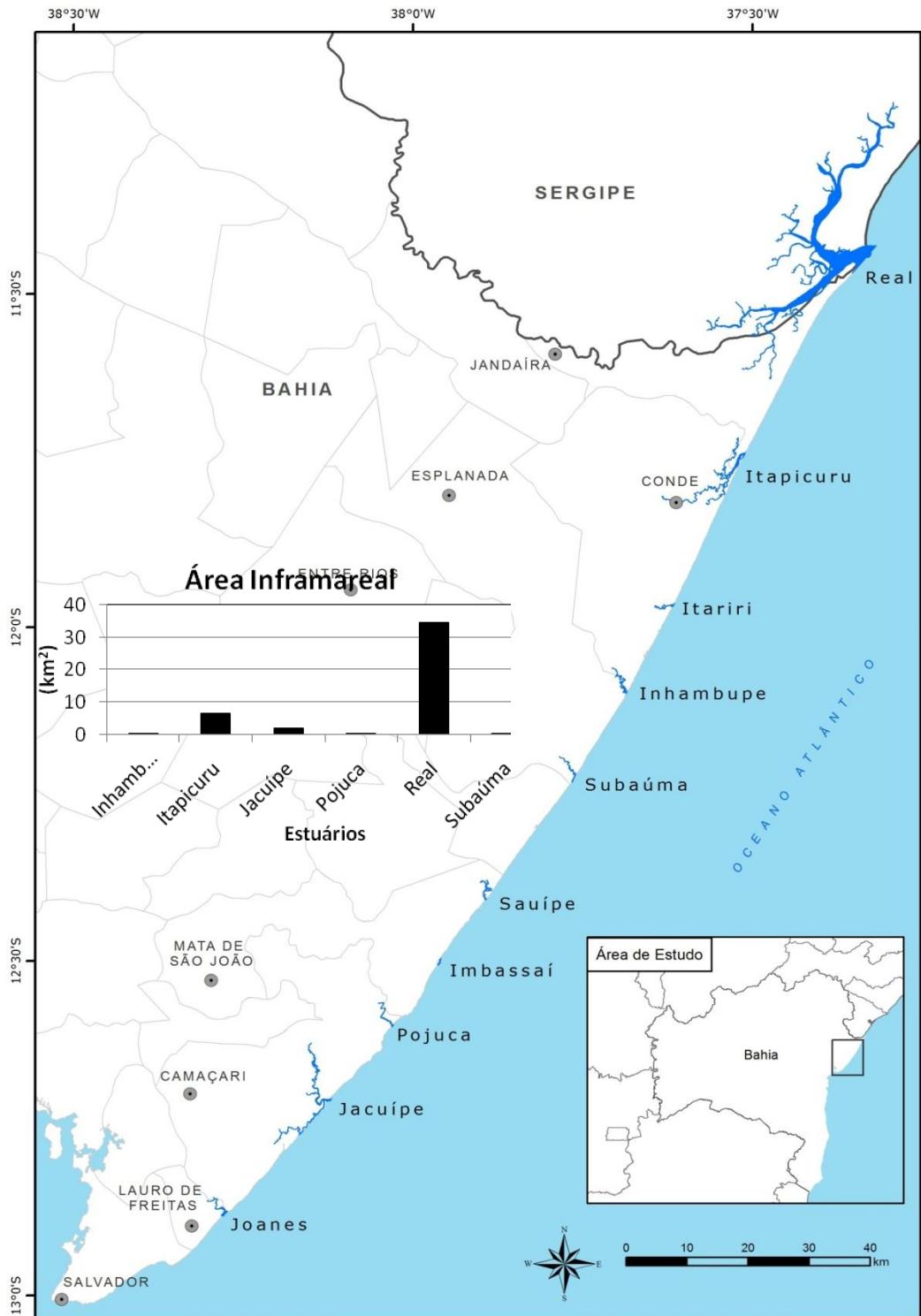


Figura 1 - Principais estuários do Litoral Norte da Bahia e suas respectivas áreas inframareais

Devido à existência de um delicado equilíbrio entre os diferentes processos atuantes na zona costeira, a ação humana pode afetar de modo dramático a qualidade ambiental da mesma (Dominguez *et al.* 1999). Portanto, é de suma importância que os ambientes e substratos geológicos sejam mapeados de forma a oferecer uma base científica confiável para que se possa aplicar eficazmente o gerenciamento ambiental. Com vistas ao desenvolvimento regional sustentável, no que tange aos aspectos sócio-econômicos e de preservação do meio-ambiente, faz-se necessário um levantamento e mapeamento detalhado das unidades geológico-geomorfológicas costeiras e suas restrições ambientais, a fim de auxiliar e/ou fundamentar a tomada de decisões por parte dos órgãos e autoridades competentes, sendo de grande valia para as diretrizes e ações de planejamento territorial, gestão e fiscalização dos usos do solo, bem como na coordenação de programas de desenvolvimento (Lyrio, 2003).

1.1 Objetivos

Este trabalho tem por finalidade ampliar as discussões sobre os espaços de acomodação sedimentar e sobre as condições de preenchimento e/ou sustentação dos estuários. Em tese, sugere-se que os maiores estuários localizados no litoral norte da Bahia (Itapicuru e Real) e outros apresentam avançado estágio de preenchimento sedimentar. Entretanto, o funcionamento do efeito armadilha, em capturar sedimentos fluviais e marinhos é ainda mantido, restando apenas o fator tempo para a sua extinção, que será configurado pelo preenchimento do espaço inframareal.

Para tanto, o objetivo geral deste trabalho é verificar as condições de sedimentação dos estuários Itapicuru e Real, maiores estuários do Litoral Norte da Bahia, analisando: (i) a dimensão dos espaços de acomodação ainda existentes, (ii) o funcionamento do efeito de armadilha sedimentar comum nos estuários, a partir das fácies sedimentares (iii) as cronologias da sedimentação estuarina e, (iv) quanto tempo resta para o total

preenchimento sedimentar desses estuários. Para isto, são listados os seguintes objetivos específicos:

- Determinar a vazão fluvial e associá-la ao transporte de sedimento para os estuários;
- Determinar as taxas de sedimentação para a cada estuário;
- Realizar levantamento batimétrico da área de estudo e, através dele, calcular o volume inframareal do estuário, a fim de verificar o espaço residual de preenchimento sedimentar;
- Apresentar uma estimativa de preenchimento do espaço residual, com base na relação taxa de sedimentação/espaço existente;
- Descrever e classificar as fácies sedimentares estuarinas (textura, composição e mineralogia) e verificar sua analogia ao modelo evolutivo de estuários, proposto por Dalrymple *et al.* (1992);

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Estuário

O termo estuário vem do Latim **aestuarium**, “espaço de terra entre a maré cheia e a maré baixa”, de **aestus**, “agitação, fervura”, pois é nesta faixa que o mar se apresenta mais agitado, com ondas se quebrando. Este ambiente pode ser definido sobre vários aspectos geomorfológico, oceanográfico, biológico, faciológico, sedimentológico, geológico. etc.

2.1 Definições dos estuários

Segundo Dionne (1963) – estuário é uma reentrância do mar, que atinge o vale de um rio até o limite da influência da maré, sendo geralmente subdividido em três setores: a) estuário inferior ou marinho, com ligação livre com o oceano aberto; b) estuário médio, sujeito à intensa mistura da água do mar com a água fluvial; c) estuário superior ou fluvial, caracterizado por água doce, mas sujeito à influência diária da maré.

Segundo Pritchard (1952, 1967) “estuário é uma feição costeira semi-aberta com livre conexão com o mar e onde a diluição da água do mar na água fluvial pode ser observada”, esta definição reconhece que a) a circulação dentro do estuário é influenciada significativamente por limites laterais; b) que o estuário é uma feição costeira que não é grande o suficiente para formar uma costa, mas sim fazer parte dela; c) que a comunicação com o oceano tem que ser ampla o suficiente para permitir o livre e ininterrupto fluxo de maré e diluição da água salgada e d) que existam gradientes de densidade. Entretanto, esta definição de estuário torna-se limitada por não reconhecer a variabilidade temporal da descarga fluvial e as possíveis alterações morfológicas que ocorrem na grande maioria das embocaduras estuarinas. Por exemplo, um estuário durante uma longa estação seca pode apresentar salinidades oceânicas ao longo de toda a sua extensão; por outro lado pode também tornar-se completamente doce durante a estação das águas. O mesmo problema ocorre se a embocadura é fechada ocasionalmente, comum em costas de restinga comativo transporte de sedimentos.

Kjerfve (1989), reconhecendo as limitações da definição acima, propôs que o “sistema estuarino” é uma reentrância costeira com conexão restrita com o oceano, permanecendo aberta pelo menos de forma intermitente, e subdividida em 3 regiões: 1) uma zona fluvial, caracterizada por ausência de salinidade na água mas submetida à subida da maré; 2) uma zona de mistura, caracterizada pela mistura de água doce e salgada (Figura 2) e apresentando gradientes químicos, físicos e bióticos e, 3) uma zona de turbidez máxima

oceânica, à jusante da embocadura, extendendo tão longe quanto for observada a pluma de maré vazante no momento de descarga máxima.

Dalrymple (et al. 1992) propõe uma definição de cunho geológico, que é: “estuário é uma porção em direção ao mar, de um sistema de vales afogados na qual recebe sedimentos tanto de fontes marinhas quanto fluviais e, por conseguinte, contém fácies influenciadas pela maré, por onda e por processos fluviais” (Fuguras 2 e 3). Muitos autores acreditam que os estuários contribuem significativamente na composição sedimentar dos sistemas costeiros, ou na estrutura dos próprios ambientes estuarinos, assim, um seguimento relevante para o ciclo sedimentar (Davis, 1985). Dalrymple em seu trabalho de 1992 propõe que a maioria dos estuários pode ser dividida em três zonas, cada uma possuidora de características próprias referentes ao regime de energia, tipo de sedimento e morfologia. Tais zonas são denominadas de zona interna, zona central e zona externa, onde os processos fluviais prevalecem na parte superior do estuário e sofrem uma progressiva redução em direção à foz do estuário, onde a importância dos processos marinhos passa a ser mais importante. Os efeitos de ondas são principalmente restritos às margens costeiras da zona externa. As zonas interna e externa são as mais energéticas e são predominantemente zonas de transferência de sedimentos (Masselink e hughes, 2003).



Figura 2 – Divisão dos ambientes associados a um estuário

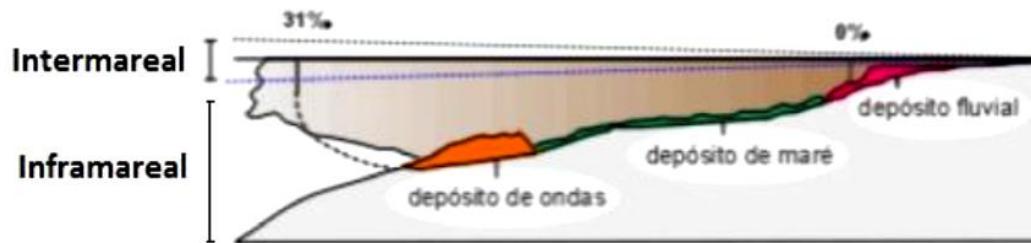


Figura 3 - Resumo dos conceitos de estuários encontrados na literatura. Notar a diferença dos domínios intermareal e inframareal que compõem os estuários.

2.2 CLASSIFICAÇÃO DOS ESTUÁRIOS

Por serem considerados como ambientes que apresentam uma dinâmica bastante complexa, tornou-se necessário verificar se as variedades de condições destes ambientes poderiam ser agrupadas e reduzidas a um número pequeno de tipos de estuários com sistemas de circulação diferentes. Assim, as classificações mais usadas são baseadas nas características geomorfológicas, na estratificação salina e nos princípios dinâmicos.

Pritchard (1952), baseado nos padrões de variação de salinidade, classificou os estuários como: a) de cunha salina, b) parcialmente misturados e c) verticalmente homogêneos, Hayes (1975) propôs uma classificação geomorfológica, baseada na altura da maré: a) micromaré, marés com altura menor que 2 m, b) mesomarés variando de 2 a 4 m e macromarés maiores que 4 m, entretanto a maioria das classificações de estuário propostas até hoje tem cunho geomorfológico (Pritchard, 1967; Dyer, 1973; Fairbridge, 1980; Roy, 1985; Kjerfve, 1989; Kjerfve e Magill, 1989). Apesar desses autores terem sugerido diferentes números de classe, basicamente 4 tipos principais podem ser relacionados: a) estuários de planície costeira: também denominados estuários clássicos , pois são o tipo mais comumente encontrado em costas com ampla planície litorânea, em margens passivas e tem sua formação associada à inundação de vale fluvial; b) estuários barrados por restingas, estes são distinguíveis pela presença de uma barreira arenosa formada por processos de deposição costeira restringindo a (s) embocadura (s) do estuário; c1) estuários de pântanos salgados, são caracterizados pela ausência de uma descarga fluvial significativa e extensa área colonizada por vegetação; c2) Laguna é considerada por alguns autores como um estuário de barreira arenosa, caracterizado como de grande superfície livre e orientação paralela à linha de costa, uniformemente rasa (profundidade < 2 m), com canais subaquosos pouco desenvolvidos e circulação de água causada principalmente pelo cisalhamento eólico. Além disso, a variação da maré dentro das lagunas é bem menor que nos estuários acima (Figura 4) ; d) Fjords são vales profundos (até 800m) entalhados pelo gelo com seção transversal em “U” e depósitos de moraina localizado junto à embocadura, onde a profundidade varia de 10 a 90m. Kjerfve e Magill, 1989) propuseram para englobar quaisquer outros estuários que não se encaixem convenientemente nos padrões em Baías de Maré.

Os estuários podem ser classificados pela sua morfologia, entre outros exemplos, como de planície costeira, originados pelo afogamento dos vales de rios, constituídos por

barras na desembocadura e originados por movimentos tectônicos (Fairbridge, 1980). Estes ambientes podem receber simultaneamente mais de uma destas classificações.

Os estuários de planície costeira estão amplamente distribuídos ao redor do mundo, apresentando uma forma irregular, resultado do afogamento de vales de rios, durante a elevação Holocênica do nível do mar (Perilo, 1995). São comuns na costa leste dos Estados Unidos, como os sistemas estuarinos das baías de Chesapeake e Delaware (Figura 4 a), bastante difundidos na costa européia, a exemplo do Estuário do Rio Tweed, na Inglaterra (Figura 4 b), constituídos por barra, rio Jacuípe na Bahia (Figura 4 c) e formados por processos tectônicos, Baía de São Francisco nos EUA (Figura 4 d). Esses sistemas estuarinos são relativamente rasos, raramente ultrapassam 30 m de profundidade. As baías e enseadas são ambientes costeiros, porém, são sistemas muito mais complexos para serem classificados simplesmente como estuários. Neste caso, podem ser genericamente classificadas de zonas estuarinas, pois apresentam similaridade nas suas características oceanográficas e sedimentológicas atuais (Kjerfve, 1997).



Figura 4 – Exemplos de sistemas estuarinos em função de sua classificação geomorfológica: Em a) planície costeira, os complexos estuarinos das baías de Chesapeake e Delaware (EUA); b) vale fluvial afogado, Estuário do Rio Tweed (Inglaterra); c) constituídos por barra, Estuário do Rio Jacuípe (Bahia) e d) formados por processos tectônicos, Baía de São Francisco (EUA).

2.3 Dinâmica estuarina

2.3.1 Descarga fluvial

Nos sistemas estuarinos a atuação da descarga fluvial é muito importante para o desenvolvimento dos processos físicos, químicos, biológicos e geológicos. Nestes ambientes a ocorrência de variações na descarga de água doce pode interferir, de forma determinante nos padrões de circulação e mistura, na diluição e na intrusão do sal, no transporte de sedimentos, nutrientes, poluentes, bem como na distribuição das comunidades biológicas (Figura 5) (Perillo, 1995).

Nos tempos atuais ainda se observa grande carência de uma análise adequada das descargas fluviais em ambientes estuarinos. (Kjerfve, 1996; Bonetti & Miranda, 1997) atribuem esta ausência ao fato do escoamento superficial da água doce (runoff) apresentar um comportamento de difícil mensuração no tempo e no espaço. Segundo Pekárova et al. (2003) séries temporais longas (difíceis de serem obtidas) são necessárias, de forma a permitir análises estatísticas mais confiáveis. Entretanto, o enfoque do estudo hidrológico em bacias de drenagem sempre foi voltado para o gerenciamento de captação e geração de energia, abastecimento, consumo humano, irrigação e controle de enchentes por barragens, sendo assim excluído de projetos gerenciais do baixo curso fluvial e a zona costeira (Lima, 2007).

Uma quantificação aproximada da entrada total de água doce e sedimentos nos estuários pode ser feita, utilizando-se de séries históricas confiáveis de estações fluviométrica existentes na porção mais a jusante de um rio, somando-se a estimativa da descarga potencial da área de drenagem sem monitoramento (Lima e Lessa, 2001), ou por meio de métodos empíricos (Miranda et al. 2002). Para esta estimativa devem-se levar em consideração as características hidrometeorológicas de cada bacia hidrográfica, como área de captação, precipitação, evapotranspiração e os tipos de solos (Lima, 2007).

As grandes vazões são capazes de remover o volume de sedimentos marinhos importados para a zona estuarina ou acumulados ao longo de anos de baixa descarga fluvial. A regularização das vazões máximas pode comprometer a função natural das grandes descargas, em ejetar sedimento para fora da zona estuarina. Estes eventos apresentam uma particular importância, podendo movimentar, em um curto período de tempo, uma carga sedimentar superior à verificada durante longos períodos em condições normais (Dyer, 1988). O efeito oposto, de atenuação dos picos da descarga fluvial, resultará em déficit de sedimento na zona costeira a longo prazo, permanecendo os sedimentos retidos à montante da barragem, ou na ocorrência de assoreamento da calha fluvial à jusante com a penetração de sedimento marinho.

A ocorrência de flutuações na taxa de pluviosidade no interior das bacias atua provocando redução ou incremento nas descargas fluviais (Tucci, 1997) e isto também pode atuar aumentando ou diminuindo o transporte e deposição de sedimentos. As flutuações podem ocorrer em intervalos sazonais ou interanuais em alternância aos períodos secos e úmidos. Porém, nas últimas décadas, flutuações de longo período de precipitação e descarga fluvial vêm sendo cada vez mais discutidas (IPCC, 2001; Marengo & Tomasella, 1998). Pakárova et al. (2003) demonstraram a existência destas flutuações nas descargas dos rios em todos os continentes nos últimos 20 a 30 anos. No Brasil, os trabalhos de Mollon & Moraes (1987), Marengo & Tomasella (1998) e Genz et al. (2003) utilizaram dados de rios (precipitação e de cotas/vazões) para investigar a variabilidade interanual do clima, nas Regiões Amazônica e Nordeste. Atualmente, o Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE) vem realizando diversos estudos para verificar a existência de sinais de mudanças climáticas, com base nas observações hidrometeorológicas.

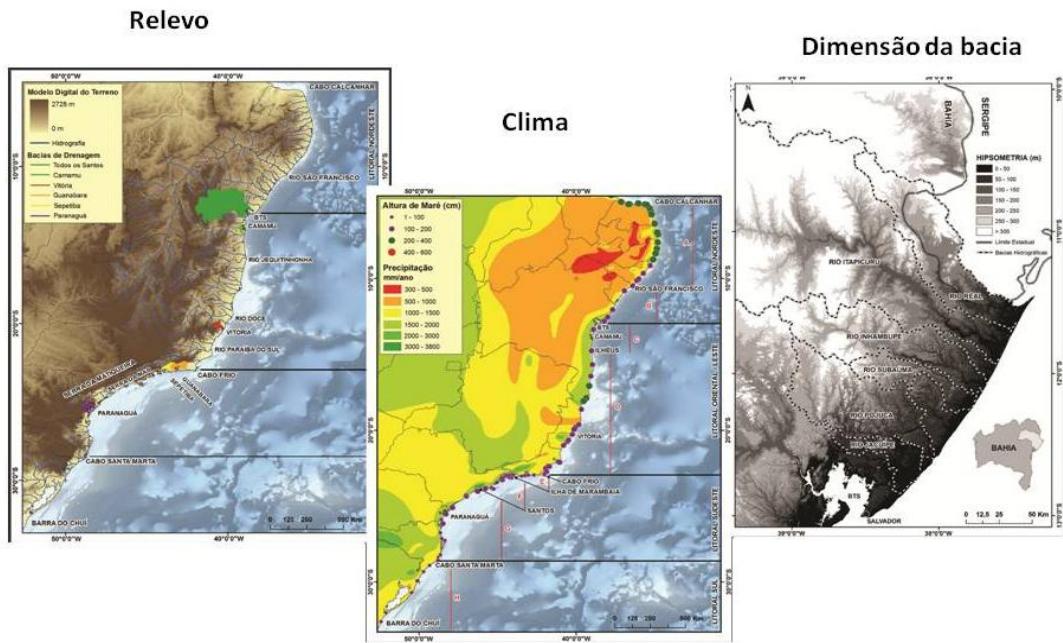


Figura 5 – Fatores que controlam a sedimentação nos estuários

2.3.2 Distribuição espacial de sedimentos de fundo

Do ponto de vista geológico, os estuários funcionam como armadilhas de sedimentos fluviais e marinhos (Perillo, 1995). A função natural destes ambientes é atuar como verdadeiros filtros, retendo o sedimento grosso e ejetando parcialmente os sedimentos finos.

A maior quantidade de sedimentos que chega nos estuários é trazida pelos rios, e este volume depende, diretamente, da extensão e das características climáticas da bacia hidrográfica (Fernandes, 2001). A depender da intensidade da descarga líquida, pouca sedimentação do material particulado em suspensão deve ocorrer no interior do estuário. Os episódios de alta energia (enchentes) apresentam particular importância, pois podem movimentar, em um curto período de tempo, uma carga sedimentar superior àquela verificada durante longos períodos em condições normais (Mantovanelli, 1999).

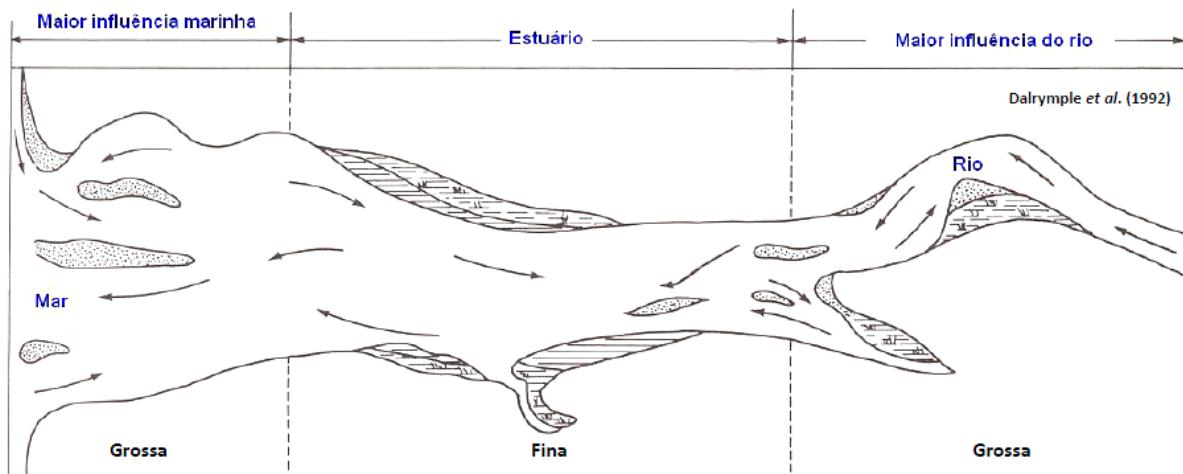
Alem da descarga fluvial, os dois outros agentes de controle dos processos sedimentológicos são as correntes de maré e a ação das ondas (Perillo, 1995). Estas ultimas atuam apenas na proximidade da desembocadura, transportando os sedimentos da

antepraia para frente dos estuários, onde estes são então mobilizados pelas correntes de maré (Wolanski et al. 1996). Os modelos de fácies sedimentares estuarinas existentes na literatura (Dalrymple et al. 1992) subdividem o estuário em três zonas (Figura 6), sendo elas:

Zona externa – de domínio marinho, com ação das ondas junto a embocadura, alta energia das correntes de maré e a baixa atuação da corrente fluvial, ocorrendo a deposição de uma fácie de sedimentos de granulação grossa.

Zona central – onde há a atenuação da energia total (rio, ondas e maré), de montante e jusante para a porção central do estuário, sendo depositados a fácie de sedimentos mais finos. Nesta área podem ser encontrados sedimentos de origem fluvial e marinho;

Zona interna – de domínio fluvial, onde se observa uma região de energia mínima da ação das mares para montante, com textura sedimentar novamente grossa.



Estuários são áreas associadas à interação entre o fluxo fluvial e marinho.

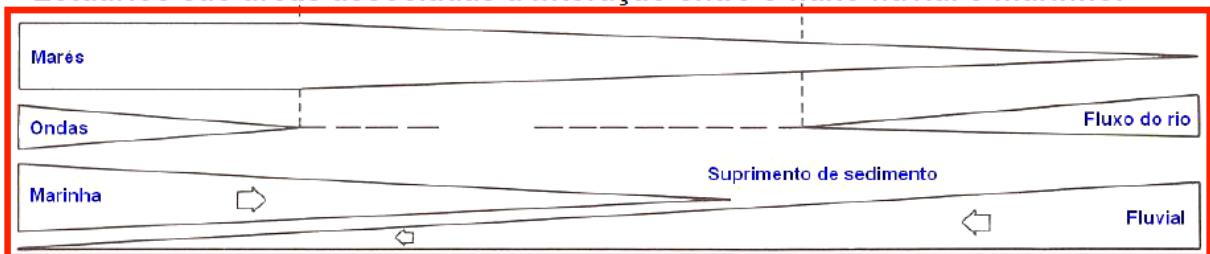


Figura 6 - Modelo de distribuição de fácies estuarina em função da energia hidrodinâmica (adaptado de Davis, 1991; Dalrymple et al. 1992).

Os processos sedimentológicos envolvem ciclos de baixa e alta frequência que variam de segundos a anos, regidos pela ação das mares, ondas, vento, o regime fluvial e a variabilidade climática (Schoellhamer, 2002; Uncles, 1994). Na costa brasileira, devido a queda do nível médio do mar no Holoceno, os estuários ainda existentes apresentam bacias de sedimentação de reduzidas dimensões. Exceções são feitas as baías com forte controle tectônico, como a Baía de Todos os Santos, Paranaguá, Camamú, onde uma drenagem fluvial, relativamente pequena, um grande espaço de acomodação permite que grandes estuários ainda existam (Miranda *et al.* 2002).

Ciclos de baixa e alta frequência, variando de segundos a anos e regidos pela ação das mares, ondas, vento e regime fluvial (Schoellhamer, 2002; Uncles *et al.* 1994) influenciam no ciclo de deposição e ressuspensão dos sedimentos nos estuários. A área de maior concentração de sedimento em suspensão no estuário, em um perfil longitudinal, denomina-se Zona de Turbidez Máxima – ZTM. Turbidez é a condição de um corpo líquido que, pela presença de sedimentos finos em suspensão impede a passagem da luz.

A composição mineralógica dos sedimentos estuarinos abrange frações de sedimentos siliciclásticos (origem fluvial), carbonáticos (origem marinha) e materiais orgânicos (McAnally & Mehta, 2001), sendo que estes últimos incluem detritos animais, vegetais e bactérias. A combinação entre o diâmetro da partícula e densidade de cada mineral é responsável pela maior ou menor mobilidade durante o transporte em suspensão (Dyer & Manning, 1999).

Segundo Fernandes (2001) a circulação de sedimentos em suspensão nos estuários possui um comportamento cíclico, o transporte de material sólido na coluna d'água pode ser feito como carga de fundo ou em suspensão dependendo do tamanho do sólido e das condições de fluxo. As partículas de sedimento finos ($< 63 \mu\text{m}$) entram no estuário através o transporte da partícula pela movimentação da massa d'água, denominado de (advecção) ou por gradiente de densidade (difusão). Na ZTM é observada uma concentração de

sedimentos em suspensão que pode ser cerca de 100 vezes superior as regiões a montante e a jusante.

A aparência turbida da água é decorrente de pequenas partículas de silte ou argila. Na ZTM é observada uma concentração de pequenas partículas de silte ou argila. Essa zona pode ser encontrada em estuários de variados tamanhos, formas e submetidos a distintas alturas de mares, como nos estuários de meso-maré da baía de Winyah e do rio Hudson (costa leste dos Estados Unidos), e macro-maré como o rio Columbia (costa oeste dos Estados Unidos e o rio Gironde (França). Na ZTM, um grande volume de sedimentos em suspensão pode ficar retido dentro do corpo estuarino e passar por varias etapas antes da deposição final (Burchard & Baumert, 1998).

Existe uma ampla discussão na literatura sobre os fatores hidrossedimentológicos responsáveis pelo balanço de sedimentos e no comportamento da ZTM. Alguns autores concordam que o efeito da circulação gravitacional carreie, preferencialmente, os sedimentos finos na direção de jusante para montante no estagio de enchente, e na a direção oposta durante a maré vazante.

Parte da carga de sedimento trazido pelos rios e a parte que se encontra disponível no fundo apresentam fundamental importância na manutenção da zona de turbidez máxima. Com a presença de correntes mais fortes, os sedimentos de granulação mais grossa são arrastados e a depender da intensidade pode ocorrer saltação das partículas no sentido da corrente. Quando a intensidade da energia hidrodinâmica é diminuida, os sedimentos podem ser novamente depositados no fundo e assim sucessivamente (Burchard & Baumert, 1998).

Segundo Schoelhamer (2001) e Uncles *et al.* (1994), a velocidade de corrente na maré de sizígia é a principal responsável pela ressuspensão do sedimento fino inconsolidado no fundo do estuário. Este pode mover-se livremente ao longo do ciclo de maré intensa. Contudo, aproximando-se do período de quadratura, ocorre redução da

velocidade de corrente, e, uma grande concentração de sedimento em suspensão pode ser consolidada, em uma camada próxima ao fundo (lutoclina). Neste caso, a lama pode se tornar parte permanente no fundo, até o próximo ciclo de sizígia (Perillo, 1995).

Outros trabalhos atribuem a formação da ZTM ao processo de floculação, que é um fenômeno comum em sedimentos pelíticos (silte e argila) e que consiste na agregação das partículas menores para formar partículas maiores (flocos), aumentando em consequência a sua velocidade de decantação (Wolanski *et al.* 1996). Este fenômeno ocorre, quando as partículas de argilominerais em meio fluvial são lançadas em ambiente marinho (Thill *et al.* 2001).

Por se tratar de um ambiente transicional, a dinâmica de um estuário é bastante complexa e envolve a compreensão de uma série de fatores, que englobam componentes físicos, químicos, biológicos e sedimentológicos. Esses últimos formam a base da definição geológica supracitada e para melhor explorá-la é preciso recorrer a parâmetros que condicionam o padrão de sedimentação em ambientes dessa natureza, tais como descarga fluvial, espaço de acomodação, taxa de sedimentação, tipos de fácies apresentadas, entre outros.

A vazão fluvial tem uma importância fundamental em estuários, se apresentando como a forçante hidrodinâmica que afeta mais fortemente a estrutura e a função dos ambientes de transição da costa (Sklar & Browder, 1998). Variações na descarga de água doce influenciam os padrões de circulação e mistura, alterando desde o transporte de sedimentos até a distribuição das comunidades biológicas (Perillo, 1995).

Em termos de espaço de acomodação, vale destacar que diferentes estuários possuem diferentes conformações litológicas e geomorfológicas. Sendo assim, os processos responsáveis por criar espaços para deposição de sedimentos podem variar de um local para o outro (Lima *et al.* 2011). Dois processos podem explicar a modelagem desses espaços. O primeiro relaciona-se a eventos tectônicos, através da subsidência do terreno,

com consequente ampliação vertical da área de deposição (Martin et al. 1986). O segundo processo a ser discutido seria a escavação do vale fluvial, num cenário onde o nível de base estivesse vários metros abaixo do nível atual e o baixo suprimento de sedimento fluvial fosse incapaz de preencher totalmente esses canais (Dominguez et al. 2009).

O aporte de material sedimentar em suspensão para regiões de estuários obedece a processos variados e complexos. A origem desse material pode ser externa - drenagem fluvial ou fluxo marinho, marginal - a partir da erosão das margens do canal ou interna - especialmente por produção biológica (Nichols & Biggs, 1985). A classificação do tipo de sedimento a partir do tamanho do grão é recorrente nos estudos sedimentológicos e têm como finalidade facilitar a compreensão e análise da distribuição das fácies apresentadas em zonas estuarinas.

Considerando a interação de todos esses fatores, pode-se inferir que a manutenção de um estuário está condicionada principalmente ao espaço de acomodação que este oferece e ao aporte de sedimentos continentais ou marinhos que são depositados naquele ambiente - subordinado à intensidade da descarga fluvial. Adicionalmente, deve-se destacar a relevância das variações do nível relativo do mar, capazes de acelerar ou reverter a tendência ao assoreamento (Santos et al. 2011).

Apesar da rara abordagem, a taxa de sedimentação fornece uma avaliação consistente do histórico de sedimentação, sobretudo em ambientes impactados por atividades industriais e urbanas (Benoit & Rozan, 2001).

2.4 Evolução de sistemas estuarinos

Estuários são ambientes com formação recente, do ponto de vista geológico. A formação deles se deu no Quaternário, a menos de cinco mil anos atrás, tendo como possíveis causas as variações do nível relativo do mar (Figura 7), além de processos de origem tectônica (Miranda et al. 2002). Entre os estuários atuais, não há registros de

nenhum com idade maior a 10.000 anos – período que marca a passagem do Pleistoceno para o Holoceno (Fairbridge, 1980).

Cada estuário apresenta características próprias de desenvolvimento, visto que cada área é exposta a diferentes agentes físicos, responsáveis por determinar os períodos evolutivos que serão estabelecidos. Dalrymple et al. (1992), descreve o desenvolvimento geomorfológico como parte de um processo de evolução, onde o nível relativo do mar (NRM) é uma ferramenta chave para o entendimento. Enquanto a retrogradação da linha de costa está ligada ao aumento do NRM, a progradação não necessariamente está relacionada a um abaixamento do NRM. O fenômeno da progradação pode estar ligado à disponibilidade de sedimentos, que permite o avanço da linha de costa, ainda que o nível do mar aumente. Sendo assim, na (Figura 7) temos no primeiro triângulo o agente dominante em determinado tipo de ambiente costeiro, representado pelo segundo triângulo. Ao passo que o vértice de influência fluvial se relaciona a deltas (ambientes progradacionais associados à contribuição sedimentar fluvial), estuários estão ocupam uma região central, por representarem ambientes de influência mais diversificada, com a ação de mais forçantes. Por fim, inclui-se uma escala temporal que se manifesta através dos eventos de progradação ou transgressão.

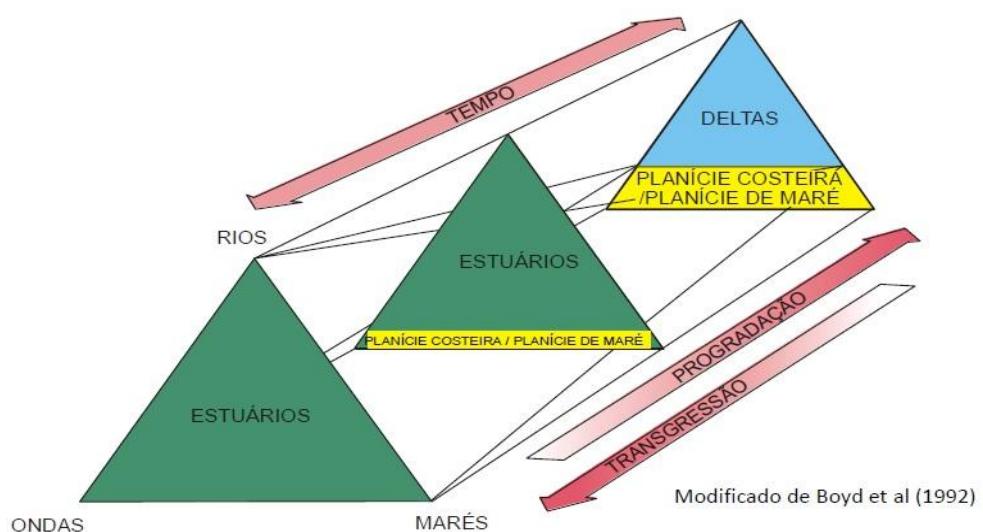


Figura 7 – Esquema de evolução dos ambientes costeiros.

Em costas de nível de mar estável, o tempo de vida de um estuário é dado pela razão entre sua profundidade e sua taxa de sedimentação. Já em costas regressivas, a taxa de descida do nível do mar soma-se à sedimentação no sentido de diminuir esse tempo de vida (Lessa, 2006).

No litoral brasileiro, a origem dos estuários se deu a cerca de 5000 anos, em um cenário de nível do mar aproximadamente 5 m acima do nível atual (Martin et al. 1980; Martin et al. 2003). Desde esse período, a costa brasileira vem apresentando um estágio regressivo e, portanto, espaços de acomodação com dimensões menos expressivas. Nesse cenário, dois fatores sugerem a manutenção dos estuários brasileiros: pequena taxa de sedimentação e grande volume (Lessa, 2006).

Estas oscilações do NRM, por sua vez, estão diretamente relacionadas às variações climáticas, isostasia, tectonismo, glaciação, variações na inclinação do eixo terrestre, dentre outros (Martin et al. 1987). Estes fenômenos exerceram e continuam a exercer um forte controle no modelado da planície costeira através dos processos de erosão e retrabalhamento, nos períodos de transgressão, e do processo de progradação da linha de costa, nos períodos de regressão subsequentes.

Estudos de diversos pesquisadores acerca da influência do NRM na formação e evolução da zona costeira leste/sudeste brasileira no período Quaternário, tais como: Bittencourt et al. (1978 e 1979); Dominguez (1983 e 1987); Dominguez & Leão (1994 e 1995); Dominguez et al. (1981, 1990, 1992, 1996 e 1999); Martin et al. (1979, 1983, 1984, 1986, 1987, 1996 e 1998); Suguio & Martin (1978); Suguio et al. (1982 e 1985), mostraram que estas variações exerceram grande influência na construção, deposição e na fisiografia das planícies costeiras, bem como no desenvolvimento e conformação espacial dos ecossistemas associados a estas planícies.

Esquivel (2006), ao reconstituir paleograficamente a região costeira do município de Conde, na qual o sistema estuarino do Itapicuru está inserido, descreve esse sistema como

um paleo-estuário dominado por ondas, formado durante o máximo da Última Transgressão. No entanto, sendo o estuário um ambiente que apresenta como característica a retenção de parte do material sedimentar transportado pelo rio, ao agir como filtro, retendo sedimentos grossos e ejetando parcialmente sedimentos finos, ainda que em um espaço residual pequeno, a deposição sedimentar sinaliza a ocorrência de um estuário em atividade, mesmo que em estágio bastante avançado de preenchimento.

Agregou-se a essa análise a importância da atuação das correntes fluviais, de maré e de ondas para o tipo de ambiente que será desenvolvido em um próximo estágio evolutivo. Com base nessas considerações, foi desenvolvido um esquema que relaciona as alterações geomorfológicas com as influências fluvial, de maré ou de ondas, sendo eles:

- Dominado por ondas – onde o regime de ondas é o fator determinante para a morfologia e a circulação interna, com ocorrência de um pontal ou barra arenosa formado pela ação das ondas. Normalmente, este tipo de estuário apresenta praias associadas ao pontal arenoso.
- Dominado por marés – onde as correntes de maré possuem atuação principal e por isso, costumam apresentar uma boca larga, com maior conexão com o oceano. A energia se mantém praticamente constante nesse tipo de estuário, o que se reflete numa distribuição sedimentar mais homogênea (Silva, 2010).

3. ÁREA DE ESTUDO

O Litoral Norte do Estado da Bahia (LNEB) possui aproximadamente uma extensão de 200 km, compreendida entre o limite das cidades de Salvador e Lauro de Freitas, até a divisa do Estado com Sergipe (estuário Real). Nessa porção da costa pode-se contemplar belíssimas praias, campos de dunas e restingas, recifes de corais, manguezais, inúmeras bacias de drenagem cortando a planície costeira e, no trecho final destas, estuários de diferentes dimensões. De modo geral, a planície costeira apresenta uma monótona morfologia, sem grandes elevações, onde as maiores se encontram na Formação Barreiras, composta por tabuleiros entalhados pelas drenagens dos rios Joanes, Jacuípe, Pojuca, Sauípe, Subaúma, Inhambupe, Itapicurú e Real, além de bacias menores como Itariri e Imbassaí. Entre os estuários acima foram selecionados os do Itapicuru e Real para a realização dos estudos, objeto desta tese de doutorado (Figura 8). Essa escolha foi decorrente desses ambientes apresentarem as maiores áreas estuarinas e da discrepância entre as áreas de suas bacias hidrográficas (Figura 2). As extensões da zona de mistura dos estuários Itapicuru e Real são de 10 km² e 34 km², respectivamente. No caso do estuário Real, essa extensão poderia ser maior, se a excursão da maré não fosse barrada pelo afloramento do embasamento cristalino.

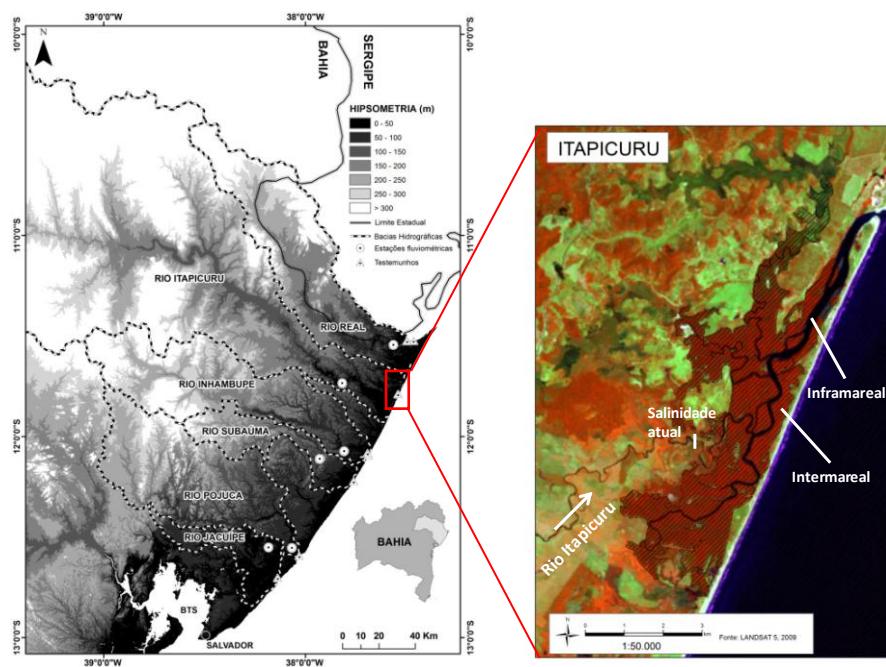


Figura 8 – Localização do estuário Itapicuru (área inframareal = 1,6km²)

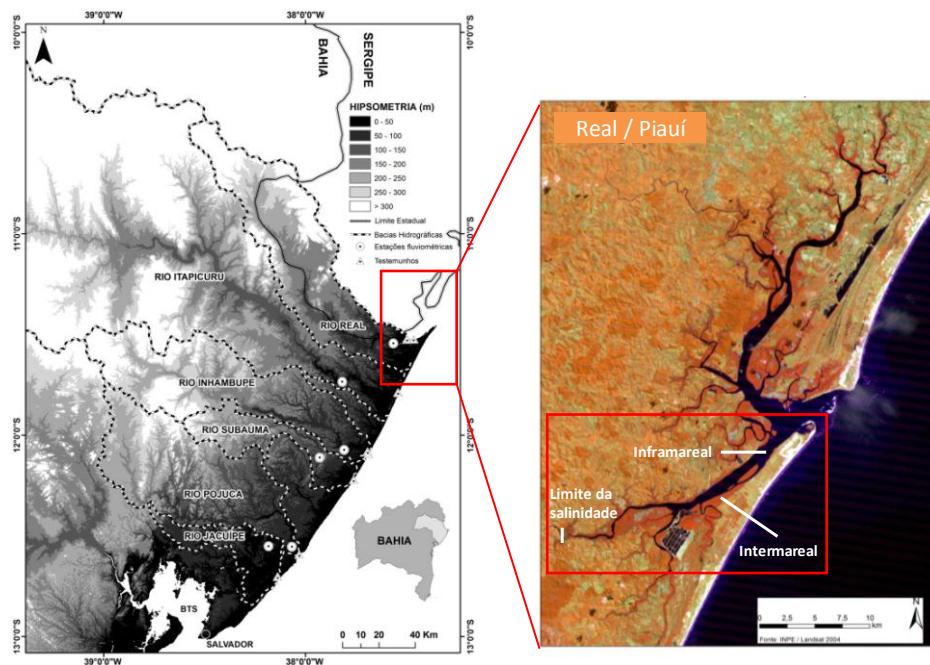


Figura 9 – Localização do estuário Real (com área inframareal = 34,5 km²)

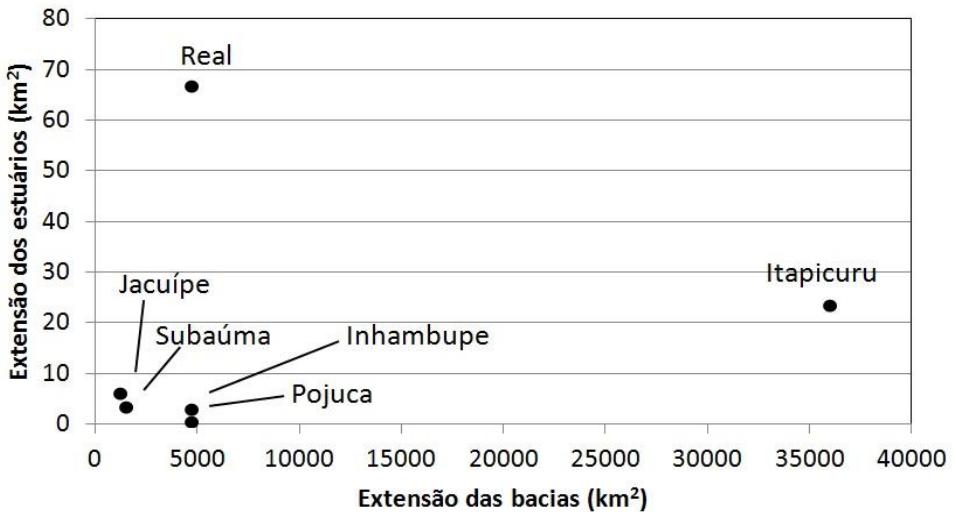


Figura 10 - Relação das dimensões das áreas dos estuários (somatório das áreas inframareal e intermareal) e suas respectivas bacias hidrográficas

3.1 Bacias hidrográficas

A região do Litoral Norte do Estado da Bahia encontra-se inserida na Região Hidrográfica do Atlântico Leste Brasileiro (ANA, 2004), abrangendo um total de 4 sub-bacias, a do Recôncavo Norte, com uma área de (11.336 km^2), do rio Real com (2.578 km^2) e a do rio Itapicuru (36.168 km^2) (Figura 11). Os cursos destes rios e de seus respectivos afluentes são fortemente influenciados pela estrutura litológica das unidades sob as quais estes se instalaram assim como pelas condições climáticas regionais (BAHIA, 1995). Boa parte da drenagem do Litoral Norte do Estado da Bahia possui um regime regular em seu trecho litorâneo, sendo perene ao longo de todo o ano, (mesmo nos períodos de menor pluviosidade), apresentando variações sazonais apenas em seus deflúvios e no volume de descarga.

A Bacia Hidrográfica do Rio Itapicuru localiza-se na porção nordeste do Estado da Bahia, possuindo como limites geográficos, as bacias dos rios Real, Vaza Barris e Submédio São Francisco ao norte; as bacias do Paraguaçu e Recôncavo Norte ao sul; as bacias dos rios Verde/Jacaré e Salitre ao oeste; e o Oceano Atlântico ao leste (Ribeiro, 2006). Essa bacia apresenta uma área de 36.440 km^2 , o que corresponde a 6,51% do

território baiano. Representa uma das maiores bacias hidrográficas do Brasil, com rios de domínio estadual, englobando 45 municípios e possui cerca de 90% da superfície localizada no polígono das secas. Os mais importantes tributários do Itapicuru são o rio Itapicuru-mirim, com nascente no Município de Miguel Calmon, o rio Itapicuru-açu com nascente em Pindobaçu e o Rio Peixe no município de Capim Grosso (Noronha *et al.* 2003), no piemonte da Chapada Diamantina, a 766,0 m de altitude, percorrendo 534,8 km até desaguar no oceano Atlântico. O baixo curso do rio Itapicuru até a sua foz encontra-se inserido no Município de Conde (Figura 12). Em linhas gerais, os rios Itapicuru e Real apresentam um padrão de drenagem orientado no sentido NW/SE devido condicionante topográfica dos tabuleiros costeiros, que forma em seu conjunto um plano com caiamento suave em direção à costa exatamente neste mesmo sentido.

A bacia do rio Real está limitada ao sul pela bacia do Itapicuru e ao norte pela bacia do Vaza barris (Figura 13), e tem uma área de 4.972 km², ocupa 6,03% da Sub bacia 50, sem considerar o seu encontro com o rio Piauí, a bacia do Real está inserida integralmente ou parcialmente nos municípios de: Cícero Dantas, Fátima, Heliópolis, Rio Real e Jandaira, e as vilas de Sambaíba e Mangue Seco, o rio Real é um rio federal porque ele nasce na região entre os municípios de Poço Verde-SE e Heliópolis-BA, Nordeste Baiano, a 335,3 m de altitude e percorre 246,0 km até alcançar o oceano Atlântico na Vila de mangue Seco no município de Jandaira-BA, tem como principais afluentes os rios Mucambo e Baixa do Tubarão (CRA, 200 1b), com exceção do rio Piauí.

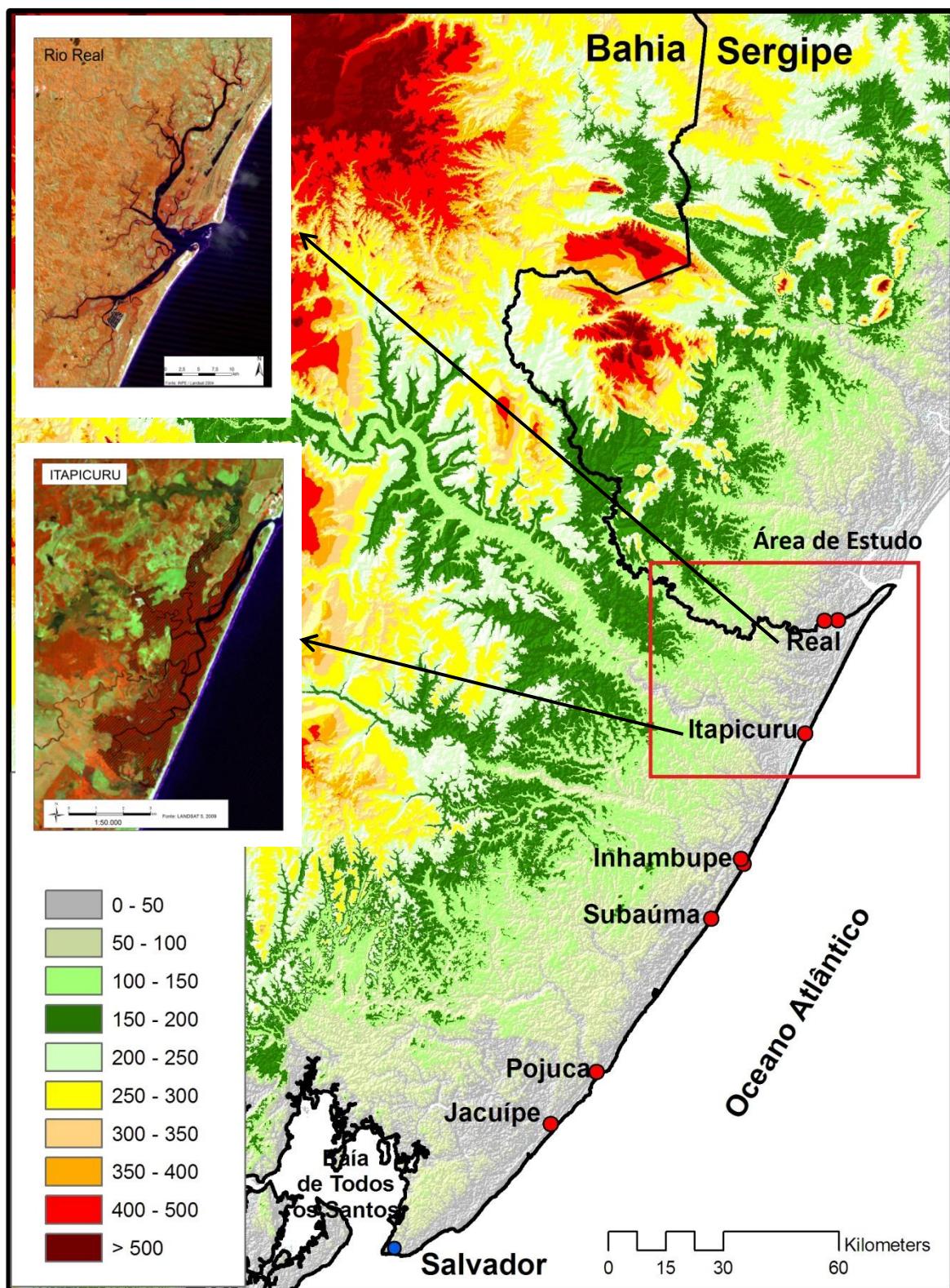


Figura 11– Mapa da área de estudo (LandSat. SRTM)



Figura 12 – Bacia Hidrográfica do Rio Itapicuru

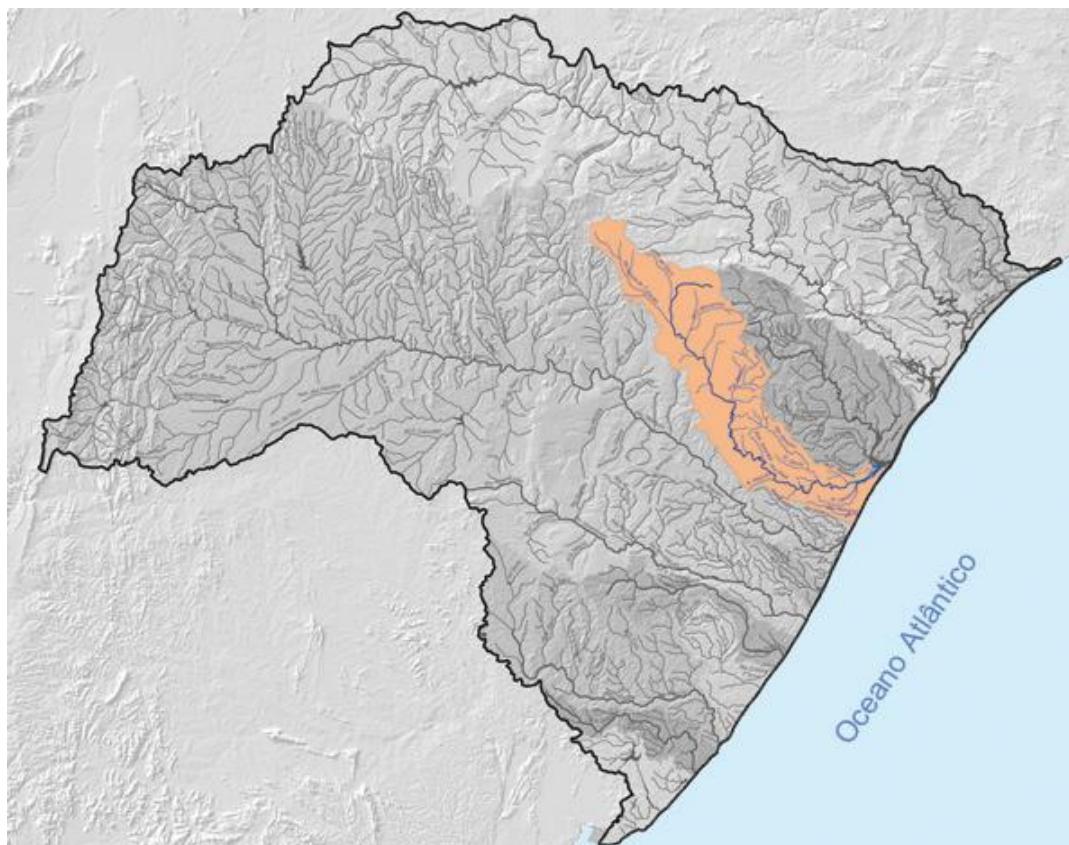


Figura 13 - Bacia hidrográfica do rio Real (CPRM. 2013)

3.2 GEOLOGIA

Os rios Itapicuru e Real no seu trajeto desde sua nascente até sua desembocadura no oceano Atlântico passam por vários tipos de litologias (Figura 14), que estão descritas a seguir. Estas bacias são caracterizadas por sedimentos quaternários de origem marinha e continental, por sedimentos da Formação Barreiras (Neogeno) no baixo curso, por rochas sedimentares da Bacia do Recôncavo (Cretáceo) no médio curso e, apenas para a bacia do Itapicuru devido à grande extensão, grande parte é dominada por rochas do Embasamento Cristalino no alto curso. A planície quaternária é de 5 a 6 km de largura, tendo como limite interior, antigas falésias esculpidas na Formação Barreiras durante período de nível do mar mais elevado, denominado por Bittencourt et. al. (1979) de Transgressão mais antiga. Constituem depósitos desta planície: leques aluviais, dunas, terraços marinhos, terra

úmidas (brejos, pântanos e manguezais), e depósitos associados à praia atual e bancos de arenito. Ocorrem pouca acumulação de sedimentos no Pleistoceno devido à pequena largura da planície quaternária. A linha de costa permaneceu praticamente estabilizada durante o Holoceno.

A área estudada é formada por rochas do embasamento cristalino, sedimentos cenozóicos, miocênicos e pleistocênicos, Formação Barreiras, sedimentos quaternários pleitocênicos (leques aluviais, dunas e terraços marinhos e holocênicos (dunas frontais, dunas “Blowout”, depósitos fluviais, depósitos de deltas do rio Itapicuru, terraços marinhos e terras úmidas do tipo manguezal, brejos e pântanos).

1.2.2.1 PRÉ-CAMBRIANO

O Pré-cambriano é constituído por rochas metamórficas do tipo granulíticas-gnáissicas de alto grau (fácies granulito), que englobam o Cinturão Salvador-Esplana (Barbosa & Dominguez, 1996). Estas rochas compõem o chamado embasamento cristalino, sobre o qual se depositaram os sedimentos tércio-quaternários. Atualmente, em alguns setores ao longo dos principais vales fluviais ou à beira mar, esta unidade aflora normalmente sem provocar grandes mudanças na morfologia local. É a presença do embasamento cristalino (em superfície ou sub-superfície), o principal responsável por controlar a dimensão dos estuários Itapicuru e Real, ao inibir a penetração da maré no interior do continente.

1.2.2.2 JURO-CRETÁSSICO

O Juro/Cretássico é representado pelo Supergrupo Bahia (Vianna *et al.* 1971), das Bacias Sedimentares do Recôncavo, Tucano e Jatobá. De acordo com Guazelli & Carvalho (1981) estas bacias foram formadas no Neojurássico, quando houve a formação de uma grande área deprimida, chamada de “Depressão Afro-Brasileira”. No Eocretáceo esta depressão evoluiu para um rifteamento que culminou na separação da América do Sul e África e formação do oceano Atlântico sul. Durante este processo um braço deste rifte

cessou sua evolução, constituindo assim estas bacias, cuja seqüência estratigráfica é composta por sedimentos do Grupo Brotas (unidade inferior na coluna sedimentar, compreendendo as formações Sergi e Aliança), Grupo Santo Amaro (compreendendo as formações Itaparica e Candeias), Grupo Ilhas (constituído pelas Formações Marfim e Pojuca), Grupo Massacará (compreendendo a Formação São Sebastião, com disposição superior na coluna sedimentar) e pela Formação Salvador (distribuída ao longo da estrutura falhada da borda sudeste da Bacia do Recôncavo) (Barbosa & Dominguez. 1996).

1.2.2.3 NEOGENO

A extensa área de ocorrência da Formação Barreiras ao longo da costa brasileira, desde o Rio de Janeiro até o Amapá, faz deste o registro sedimentar exposto mais importante do mioceno no Brasil. Seu estudo é, portanto, de grande interesse para a reconstituição de eventos miocênicos do continente sulamericano.

Devido a sua grande faixa de ocorrência, o termo “Barreiras” tem sido usado na literatura, de varias forma. Nas primeiras citações geológicas, esses depósitos foram referenciados como “Série Barreiras” (Oliveira & Leonardos 1943) e “Formação Barreiras” (Oliveira & Ramos 1956). Posteriormente, sugeriu-se o termo “Grupo Barreiras” (Bigarella & Andrade, 1964, Mabesoone et al. 1972, Bigarella 1975), procedimento adotado por vários autores em estudos mais recentes (p.e. Leite et al. 1977, Vilas Boas et al. 2001, Brito-Neves 2009).

Apesar da referencia remota, a análise faciológica da Formação Barreiras é, ainda, insuficiente para permitir o completo entendimento de processos e ambientes de sedimentação, bem como de fatores que tiveram maior relevância em sua evolução ao longo do tempo geológico. Tanto para o Estado da Bahia, como para todo o litoral nordeste do Brasil, esta formação tem sido vista como decorrente de sedimentação tipicamente continental, consistindo principalmente em coalecência de leques aluvias e em sistemas fluviais entrelaçados desenvolvidos sob condições clmáticas quentes e secas (p.e.

Mabesoone et al. 1972, Bigarella 1975, Góes 1981, Vilas Boas et al. 2001, Lima et al. 2006). Em geral, esta interpretação tem se baseado principalmente, na constituição arenosa a conglomerática e na abundância de depósitos com geometria de canais. Entretanto, com raras exceções, pouca ênfase tem sido dada à caracterização faciológica detalhada desses estratos. Isto se deve em parte, à dificuldade de visualização de estruturas decorrentes do elevado grau de intemperismo atual, e à oxidação e pedogênese. A carência de dados faciológicos detalhados, aliada à natureza afossilífera, tem limitado reconstituições paleoambientais mais precisas.

Estudos da Formação Barreiras na região nordeste do Estado do Pará e no litoral do Maranhão revelaram uma abundância de estruturas sedimentares, que favorecem análise faciológica detalhada, bem como entendimento da arquitetura estratal (p.e. Rossetti et al. 1989, 1990, Rossetti 2000, 2006, Rossetti & Santos Jr. 2004, Rossetti 2004, Rossetti & Góes 2004). A análise de falésias e minas a céu aberto, onde exposições da Formação Barreiras são lateralmente contínuas por vários quilômetros, revelou abundância de estruturas sedimentares primárias diagnósticas de ação de correntes de maré. Além disto, esses depósitos são fortemente bioturbados, sendo as associações icnológicas típicas de ambientes litorâneos transicionais (Neto & Rossetti 2003). Baseado nesses dados, a Formação Barreiras na região norte do Brasil foi atribuída a sistemas predominantemente estuarinos (Rossetti 2002, Rossetti & Santos Jr. 2004). Ainda segundo esses autores, a análise da arquitetura estratal permitiu propor preenchimento estuarino composto, relacionado a episódios múltiplos de variação do nível do mar de alta freqüência. Este efeito de elevação do nível do mar teria sido aumentado por efeito tectônico relacionado provavelmente à reativação de falhas pré-existentes (Rossetti 2006).

A Formação Barreiras no Estado da Bahia ocupa uma ampla faixa distribuída na zona litorânea, sendo os melhores afloramentos localizados em corte de estradas e em falésias. As exposições atingem, no máximo, 40 ou 50 m de altura, muitas com várias centenas de metros de extensão, podendo atingir até cerca de alguns quilômetros. As ocorrências mais

representativas concentram-se em Prado-Porto seguro, Canavieiras-Ilhéus e ao longo da BA-099 (linha Verde), até aproximadamente 75 km a sul de Conde.

Os trabalhos mais recentes, contrariamente à natureza da Formação Barreiras exclusivamente continental considerada em estudos anteriores, corroboram com a idéia de que essa formação no litoral da Bahia apresenta um volume importante de depósitos relacionados a ambientes marinho-transicionais, o que é constatado tanto com base em estruturas físicas, quanto por feições icnológicas. Estudos fáciológicos detalhados poderão fornecer elementos adicionais para melhor subsidiar a influência marinha nesses estratos.

1.2.2.4 QUATERNÁRIO

O Quaternário compreende todas as unidades geológico-geomorfológicas depositadas a partir do Pleistoceno inferior (cerca de 1 milhão de anos atrás), sob ação direta das oscilações do nível relativo do mar em associação com alterações climáticas são: (1) os depósitos continentais, que se acumularam em ambientes tipicamente continentais e incluem: (a) depósitos de leques aluviais Pleistocênicos; (b) depósitos eólicos, as dunas; (c) depósitos fluviais e (d) depósitos de zonas úmidas de água doce. (2) depósitos marinhos transicionais, são aqueles que se acumularam por processos marinhos tais como pela ação das ondas, correntes marinhas e marés. Pertencem a estas unidades: (i) terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos; (ii) recifes de corais e algas; (ii) arenitos de praia e (vi) os manguezais. Estes fenômenos propiciaram a formação das planícies costeiras quaternárias. As unidades que compõem o Quaternário do Litoral Norte do Estado da Bahia

Geologicamente, a presença de estuários na porção norte do litoral da Bahia deve ter sido restrita na maior parte do tempo, devido, ao fato de naquela área, se encontrar a menor extensão da plataforma continental do país. Como fator agravante, soma-se o NRM ter permanecido, geralmente, em -45 m (Domingues & Bittencourt, 2009), ou seja, próximo à quebra da plataforma atual, sendo os sedimentos fluviais lançados diretamente no talude.

Esquivel (2006) descreveu, através da reconstituição paleográfica, a evolução geomorfológica da planície costeira do município de Conde, onde o sistema estuarino do Itapicuru está inserido. Esse processo será resumidamente discutido a seguir, a fim de auxiliar o entendimento da configuração atual com base numa perspectiva histórica. Para essa descrição, foram considerados os processos e agentes dinâmicos que modificam e modelam as planícies costeiras, entre os quais se destaca a variação do nível eustático do mar (NRM) ao longo do tempo. Há cerca de 3 milhões de anos atrás, marcado pelo início da deposição da Formação Barreiras, o cenário era de um clima árido a semi-árido que favorecia a erosão das rochas do embasamento e a deposição de sedimentos arenoso-argilosos. Concomitantemente, uma rede de drenagem começou a se instalar, iniciando a formação de alguns vales. Após um período de clima mais úmido, com a ocorrência da Transgressão Mais Antiga (Martin et al. 1987), que originou uma linha de falésias ao longo da linha de costa a partir da erosão dos depósitos continentais da Formação Barreiras; ocorre novamente um período seco, com abaixamento do nível eustático do mar e deposição de sedimentos erodidos na forma de Leques Aluviais Pleistocênicos. O estabelecimento desse clima árido por um longo tempo propiciou o retrabalhamento desses depósitos pelo vento, em alguns locais, originando os Depósitos Eólicos Antigos (Dominguez et al. 1996).

O que se sucede a isso é uma nova subida do nível relativo do mar, conhecida como a Penúltima Transgressão (Bittencourt et al. 1979), onde houve afogamento dos baixos cursos fluviais e consequente formação de estuários e lagunas. Após o máximo dessa transgressão, ocorre uma descida no nível relativo do mar, para cerca de 120 metros abaixo do nível atual. Como consequência dessa regressão, acumulararam-se os depósitos dos Terraços Marinhos Holocênicos.

Em seguida, uma suave subida do NRM tomou forma (cerca de 5m acima do nível atual), num processo conhecido como Última Transgressão (Bittencourt et al. 1979), caracterizada pela erosão de parte dos Terraços Marinhos Pleistocênicos e afogamento dos

baixos cursos fluviais, que foram transformados em estuários do tipo dominado por ondas, com uma ilha barreira associada, bloqueando parcialmente a desembocadura.

Por fim, a ocorrência de uma nova regressão marinha, causou uma transformação de alguns ambientes estuarinos, que ao perderem comunicação com o mar, foram gradativamente preenchidos e transformaram-se em pântanos ou zonas úmidas de água doce (Dominguez *et al.* 1999).

Está também associada à essa planície um vale inciso, formado pelo escavamento do embasamento Pré-Cambriano, que se estende até a plataforma continental da região. Suas principais diferenças em relação a outras áreas da costa baiana são: a presença de um paleo-delta de cabeceira de baía ligado ao Rio Itapicuru e, a ocorrência de amplas áreas de manguezais no baixo curso do rio (Dominguez *et al.* 2009).

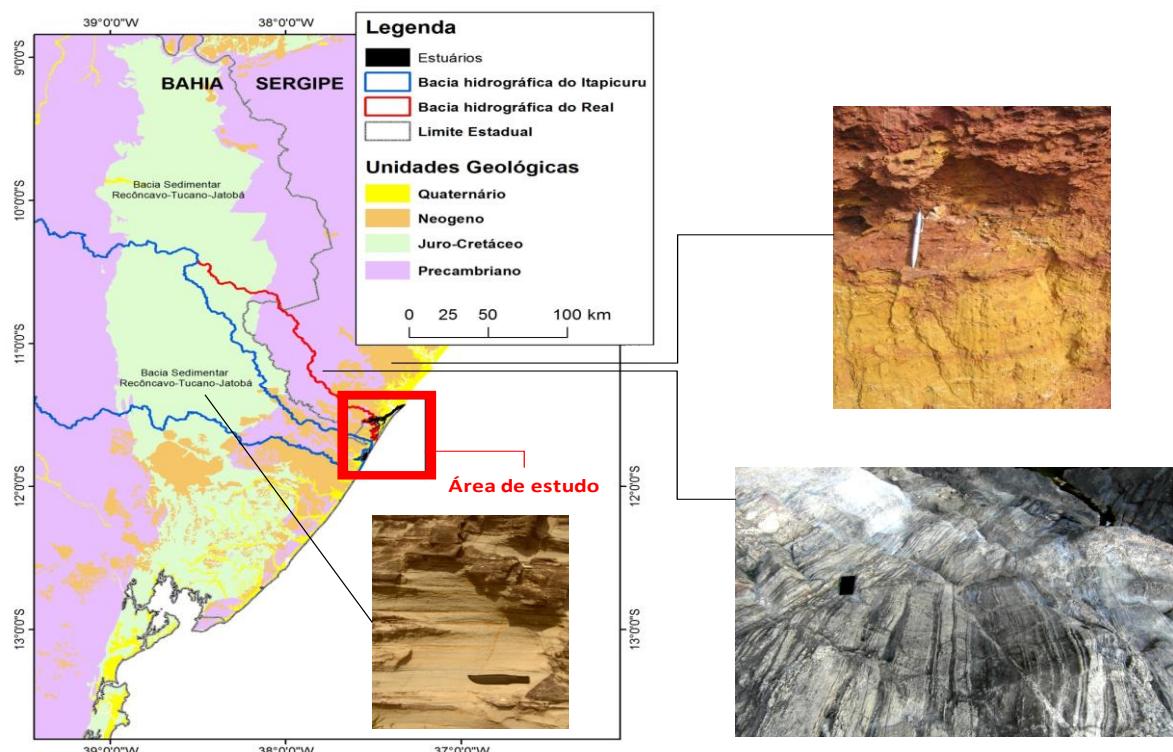


Figura 14 – Mapa geológico da área de estudo (CBPM, 2000)

3.3 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

O setor norte do litoral baiano, apresenta uma morfologia bastante homogênea, não apresentando grandes alterações em termos topográficos que se destaquem no contexto do seu arcabouço geomorfológico. As zonas que apresentam maiores elevações abrangem áreas onde os depósitos sedimentares Neogênico (Formação Barreiras), que exibe em geral uma dissecação bastante intensa e uniforme, resultando em colinas de topos abaulados, de extensão reduzida, que normalmente apresenta-se entalhada por inúmeros vales em forma de “v”, com vertentes convexo-côncavas de inclinação entre 3º e 12º, que eventualmente expõem as rochas do embasamento nos fundos dos vales (BAHIA, 1995).

Os topos abaulados formam em conjunto um plano com cimento em direção à costa, como evidenciado no modelo numérico do terreno. em alguns locais, normalmente em um plano altimétrico mais elevado encontra-se um modelado composto por remanescentes de topos tabulares ou aplainados, limitados por escarpas de caráter erosivo que lhes confere uma forma tabular. Em maior escala, o modelado referente aos tabuleiros costeiros apresenta vales alargados em forma de “U”, com aprofundamentos entre 20 e 40 m (Dominguez *et al.* 1996), os quais foram entalhados por drenagens que neste setor do Litoral Baiano são representadas pelas bacias dos rios Joanes, Jacuípe, Pojuca, Sauípe, Subaúma, Inhambupe, Itapicuru e Real.

A planície costeira apresenta-se normalmente com um modelado de caráter plano em função dos processos geológicos formadores da mesma, os quais deram origem aos depósitos marinhos e às feições eólicas onduladas (Dunas) que compõem este domínio geomorfológico. As feições de Dunas, originadas pela remobilização de sedimentos arenosos durante as fases de clima mais árido que o atual, representam em alguns casos uma quebra no padrão fisionômico da topografia tipicamente aplainada da planície costeira, alcançando por vezes um patamar altimétrico da ordem de 30 m.

Do ponto de vista geomorfológico, essa porção do Litoral Norte do estado da Bahia apresenta uma planície litorânea descontínua, marcada pela Formação Barreiras. Há ocorrência de depósitos quaternários, assim como de uma linha contínua de arenitos de praia (Bittencourt *et al.* 1979). Cinco unidades geomorfológicas foram definidas para essa região, são elas: praias, dunas, terraços marinhos holocênicos, leques aluviais e grupo Barreiras (Lima, 2008).

3.4 CLIMA

O clima da região é do tipo tropical chuvoso (Koppen, 1948), com estações chuvosas e secas, com as maiores precipitações ocorrendo nos meses de abril a junho e as menores precipitações nos meses de outubro a março, com temperaturas variando entre 20 e 30°C, onde as mínimas ocorre nos meses de junho e agosto e as máximas em março e dezembro.

Os dados climatológicos das séries históricas existentes para o litoral norte do Estado da Bahia revelam predominância de um clima úmido sub-úmido megatérmico, na classificação de Thornthwait é tropical úmido sem estação fria com temperaturas médias do mês mais frio superiores a 18°C. Já na classificação de Koppen, a faixa mais próxima do litoral, em direção ao interior do continente o clima é mais seco, com precipitação inferior a 60 mm.

Na cidade de Conde, de acordo com a classificação de Thornthwait e Matter (1955), o clima é do tipo úmido sub-úmido megatérmico, com pluviosidade média anual de 1.427 mm e temperatura média anual de 24,2°C (Bahia, 1976). A temperatura apresentada na bacia é superior aos 18°C durante todo o ano, com a precipitação anual excedendo 750 mm. A precipitação anual média varia de 477 a 1.129 mm, sendo o período mais chuvoso de janeiro a março, ao passo que o período mais seco acontece de agosto a outubro (Ribeiro, 2006).

Há predominância, na bacia, do clima semi-árido. No entanto, na porção inferior – região na qual se concentra esse estudo – o clima varia entre semi-úmido e úmido. Essa região apresenta altos índices pluviométricos, característicos do clima semi-úmido, o que, entre outros fatores, garante a permanência do escoamento superficial durante todo o ano (BAHIA,1995).

A média da precipitação anual acumulada encontrada foi de aproximadamente 1424 mm. A partir da análise dos dados (Figura 15), pode-se verificar um período úmido definido entre os meses de março e agosto, e um período seco que se estende de setembro até fevereiro na região de estudo. As maiores e menores taxas de pluviosidade foram encontradas, respectivamente, nos meses de maio (234 mm) e janeiro (59 mm) (Figura 15).

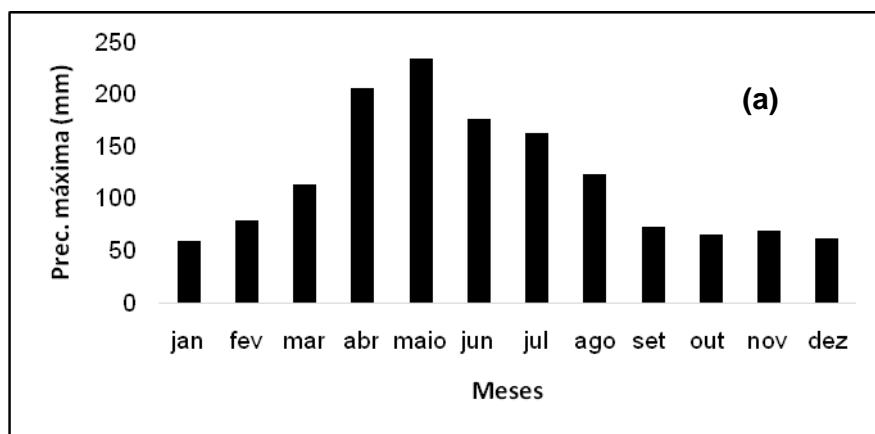


Figura 15 – Hietogramas de dados máximos acumulados de precipitação para a áreas de estudo entre os estuários.

As máximas ao longo do tempo, destaca abril e maio com a maior média mensal, atingindo cerca de 52 mm e tem o seu menor valor no mês de setembro, com 24 mm (Figura 16). O valor médio de precipitação máxima anual é em torno de 35 mm. É possível perceber que há uma correspondência entre os valores de precipitações máximas e o tipo de período (seco/úmido). Os registros de chuvas máximas têm seu maior valor médio no mês de abril, que faz parte do período úmido, já o menor valor médio para chuvas máximas foi registrado no mês de setembro, que se encontra no período seco (Figura 16). Picos de precipitação

diária são observados nos meses de abril, maio e junho, que superam as médias mensais das estações mais secas, atingindo até 143 mm/dia. Isso significa, que nesses três meses, houve maior contribuição fluvial do que nos meses de novembro a janeiro.

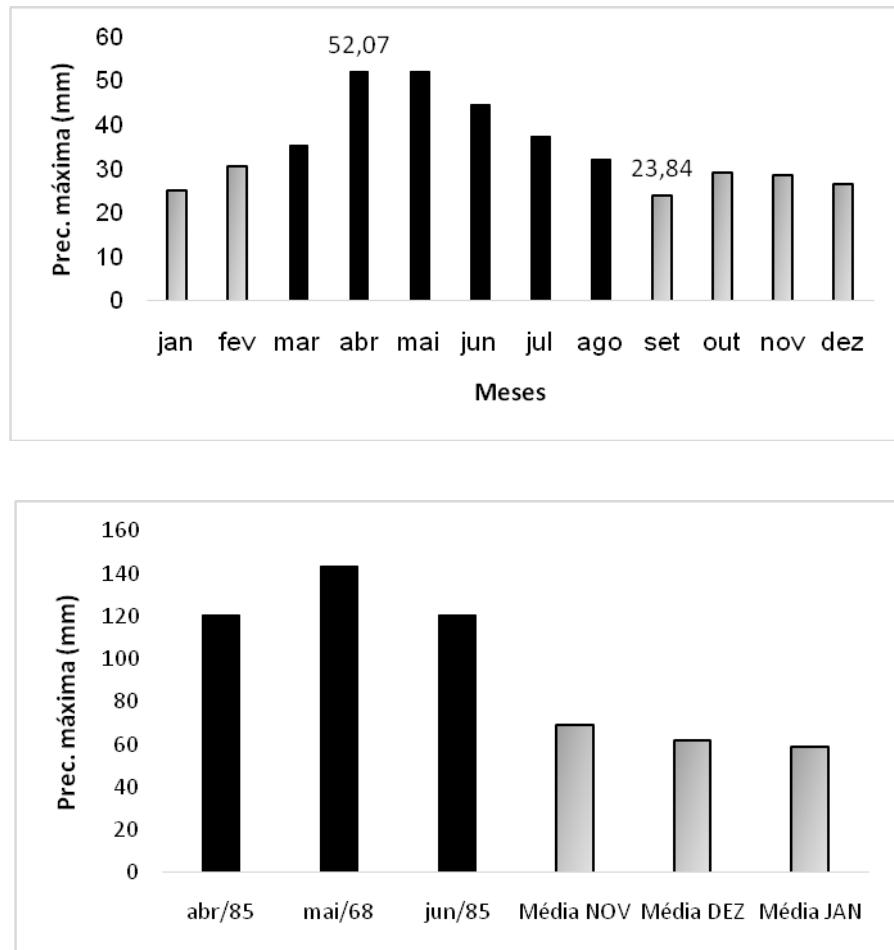


Figura 16 – Médias das precipitações máximas na série temporal, destacando o maior e o menor valor médio, sendo estação úmida em preto e estação seca cinza (a). Registro de picos diários máximos que ultrapassam os valores médios das estações mais secas (b).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Uma combinação dos métodos: coleta de sedimento superficial de fundo, coletas de testemunhos resos, medida de altura das marés, levantamento batimétrico, datações pelos métodos de ^{210}Pb combinado com o ^{137}Cs , radiocarbono (^{14}C), difratometria de raios -X e também análises texturais de sedimentos superficial de fundo e dos componentes

biogênicos, foram utilizados para comprovar que a sedimentação no interior dos estuários Itapicuru e Real ocorre com características distintas (Figura 17).

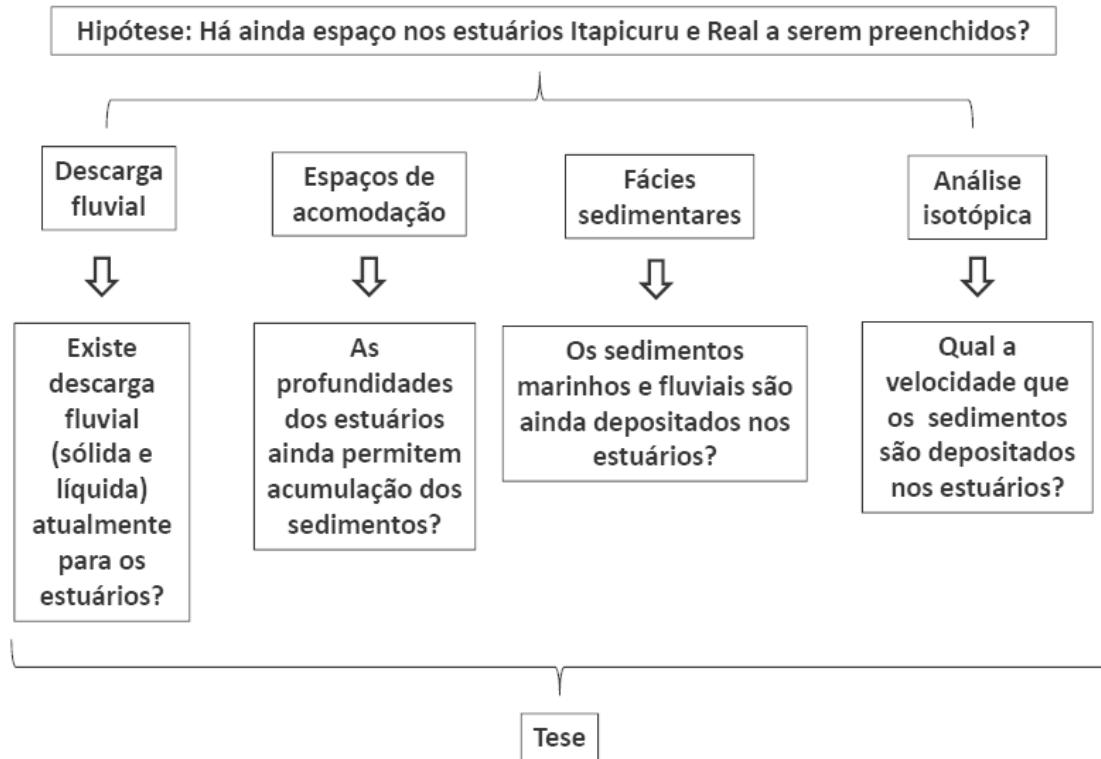


Figura 17 – Organograma da hipótese testada sobre a evolução dos estuários Itapicuru e Real, Bahia

4.1 Hidrologia

Os dados hidrológicos foram obtidos no Sistema de Informações Hidrológicas (SIH), da Agência Nacional das Águas (ANA) e as estações utilizadas nas análises foram aquelas localizadas na porção mais a jusante do rio. As séries históricas de vazões são constituídas de valores discretos médios diários, obtidos pelos registros de descargas mínimas e máximas realizados às 9:00 h e 17:00 h. As médias referem-se ao período do ano civil (janeiro/dezembro).

Na região de estudo, as estações fluviométricas em operação são Altamira (Itapicuru) e Itanhy (Real), de onde foram obtidas séries históricas que compreendem os anos de 1964 a 2013. As descargas dos rios Itapicuru e Real foram observadas quanto a seus valores e regime sazonal. Para a análise estatística foram obtidas as médias e máximas dos dados mensais de vazão, a fim de caracterizar o comportamento hidrológico do rio.

Apenas a estação Altamira dispõe de dados de vazão sólida, contendo valores da concentração de sedimentos em suspensão, com 10 amostras disponíveis, que foram comparadas com as amostras de descarga líquida nas mesmas datas, a fim de observar a influência da descarga fluvial no transporte de sedimentos ao longo do canal estuarino. A série histórica se inicia em junho/2007 e se encerra em agosto/2013.

4.2 Batimetria

A batimetria foi a variável utilizada para estabelecer o espaço de acomodação dos sedimentos que ainda restam nos estuários Itapicuru e Real, considerando que a região de estudo pode ser dividida entre as áreas que compõem o canal principal (inframareá) e as áreas que correspondem à planície de inundação (intermaré e supramaré). Para determinação do volume do estuário, foi considerada a região inframareal - aquela que não sofre os efeitos da variação de maré, mantendo-se sempre alagada e representando, portanto, um espaço em potencial de deposição de sedimento.

Para a superfície inframareal, a amostragem batimétrica foi realizada através de perfis transversais realizados no canal estuarino, com o auxílio de um ecobatímetro, marca Furuno®, modelo GP-1650F, acoplado a um GPS e um computador portátil, possibilitando que fossem obtidas as coordenadas x, y e z simultaneamente.

Durante o processo de amostragem, a altura da maré foi registrada em pontos distintos ao longo do estuário para posterior redução dos dados (Figura 18). Vale ressaltar que os dados batimétricos aqui levantados não tem finalidade para navegação. Por meio de

imagens de satélite e observações em campo, foi possível determinar os limites externos da planície de inundação através da vetorização manual e interpretação de imagens aéreas do serviço *World Imagery Basemap*, disponíveis no ArcGis. Essas imagens são geradas pelo satélite de alta resolução espacial *GeoEye* e disponibilizadas gratuitamente através a internet pela parceria entre a ESRI e a *DigitalGlobe*, sendo que o *datum* horizontal do levantamento utilizado foi WGS84.



Figura 18- Régua instalada para verificação do nível das marés nos estuários

A segunda etapa consistiu-se da eliminação dos dados espúrios (*spikes*) contidos na malha amostral, e na interpolação. Nesse processo, alguns pontos foram adicionados manualmente, no sentido de melhorar a malha amostral e obter um mapa com maior

qualidade. Os valores adicionados tiveram como base a média entre duas profundidades encontradas, a fim de preencher espaços vazios e suprir deficiências da amostragem em perfis transversais. A interpolação das cotas batimétricas foi realizada com o software ArcGis®, versão 10.1, traçando-se o canal estuarino e os limites da área intermareal seguindo a linha da vegetação do manguezal, construindo assim o mapa batimétrico da região de estudo.

4.3 Sedimento de fundo

Foram coletadas 75 amostras de sedimento superficial de fundo em cada estuário, com um espaçamento longitudinal aproximadamente homogêneo, desde a embocadura até a zona de maré dinâmica, com o auxílio de uma draga de mandíbula do tipo Van Veen. As amostras foram processadas no Laboratório de Estudos Costeiros da Universidade Federal da Bahia, com auxílio de um granulômetro, que forneceu informações acerca da textura e do grau de selecionamento. O fluxograma do processo de análise pode ser visto na (Figura 19).

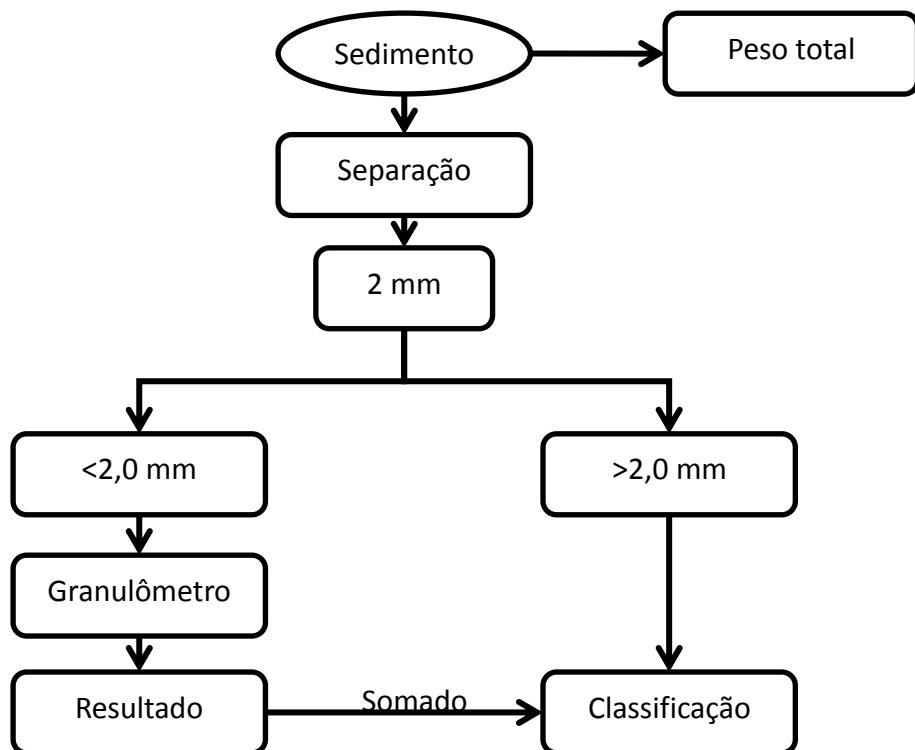


Figura 19 – Fluxograma da análise laboratorial das amostras de sedimento de fundo.

Para a classificação granulométrica, o intervalo de classe utilizado foi o de $\frac{1}{2}$ phi (\emptyset), baseando-se na escala de Wentworth (1922) para estabelecer os limites de classes das frações em cascalho, areia, silte e argila. Outro critério considerado foi o grau de selecionamento dos grãos, dividindo-os em: muito pobremente selecionado, pobremente selecionado, moderadamente selecionado e bem selecionado. A partir desses dados foram gerados os mapas de fácies texturais e de grau de selecionamento, no sentido de observar a distribuição do sedimento de fundo ao longo do canal estudado.

Grau de selecionamento é a uniformidade nos tamanhos dos grãos, ou seja é quantidade de classes do tamanhos dos grãos, exemplo: uma amostra contendo as classes de tamanhos(areia muito grossa, areia grossa , areia média, areia fina , areia muito fina, com silte e argila), esta amostra apresenta grau de selecionamento muito pobremente selecionado.

Os cálculos estatísticos realizados foram embasados no método de Folk & Ward (1957). As amostras foram agrupadas nos diagramas triangulares de Shepard (1954) e Pejrup (1988), plotados através do programa Sysgran 3.0®. Este último método representa uma maneira de se avaliar a classificação dos sedimentos estuarinos segundo as condições hidrodinâmicas (maior ou menor energia) dos locais onde as amostras foram depositadas. Sendo assim, o ambiente deposicional será classificado como de hidrodinâmica: baixa (I), moderada (II), alta (III) e muito alta (IV). Já a classificação textural proposta por Shepard, baseia-se, essencialmente, num diagrama em que são representados os conteúdos percentuais em areia, silte e argila.

4.3.1 Análise dos Componentes dos Sedimentos

Triagem dos Componentes

Os componentes dos sedimentos foram identificados em 15 amostras, por estuário trabalhado, utilizando-se um estereomicroscópio binocular. Foram identificados os primeiros 200 grãos, nas frações granulométricas areia grossa (0,500 mm) e areia média (0,250 mm)

Shepard and Moore, 1954-Adaptado). Dentre as partículas identificadas, aquelas de origem biogênica (bioclastos) foram identificadas de acordo com as características morfológicas determinadas pelos espécimes de organismos que as originaram. Para isso foram utilizadas as seguintes referências: Illing (1954), Milliman (1974), Tucker & Wright (1990). As seguintes classes foram utilizadas na identificação dos grãos: alga calcária não-geniculada (ACNG), alga calcária geniculada (articulada) (ACG), alga do gênero Halimeda, foraminífero (FOR), briozoário (BRI), tubo de verme poliqueta (TV), molusco (MOL), equinodermo (EQU), cirrípédio (CIR), ostrácodo (OSTD), crustáceo decápoda (CRU), porífera (POR), pelota (PEL), grão agregado (AGR), fragmento de vegetal (FVE), mineral (MIN). Esta metodologia foi utilizada com o intuito de verificar a distribuição dos diversos componentes dos sedimentos ao longo dos estuários estudados. Sua utilização tem sido considerada uma importante análise complementar à análise granulométrica, permitindo o reconhecimento de subambientes conforme a composição dos sedimentos (Mahiques et al. 1998).

Grau de Preservação dos Componentes Biogênicos

Além da identificação das partículas de origem biogênica, estas também foram caracterizadas de acordo com o seu grau de preservação. Aquelas partículas bem preservadas, ou seja, apresentando brilho natural, pouca ou nenhuma dissolução e sem alteração de cor, foram classificadas como atuais; e aquelas muito desgastadas, ou seja, muito dissolvida, arredondadas, apresentando incrustações e alteração de cor, foram classificados como relíquia. Esta classificação levou em consideração basicamente a aparência física dos grãos, seguindo os critérios adotados por Carter (1975), Powell & Davies (1990) e Poggio et al. (2009), sem considerar, necessariamente, a idade dos mesmos. Este tipo de classificação permite inferir o grau de transporte das partículas biogênicas e o tempo de permanência delas na interface água-sedimento, contribuindo para um conjunto de dados mais apurados para a delimitação de possíveis subambientes.

4.3.2 Identificação de argilominerais por Difração de Raio-X

A difratometria de raios X (R-X) é um método de interação entre a radiação eletromagnética e a matéria ordenada (argilomineral). Para ocorrer a difração é necessário que o comprimento de ondas da radiação incidente, seja da mesma ordem de grandeza do espaçamento interatômico do mineral analisado, ou seja da ordem de angstrons (10^{-10} m). Essa técnica é mais indicada na determinação das fases cristalinas, porque na maior parte dos sólidos (cristais), os átomos se ordenam em planos cristalinos, separados entre si por distâncias de mesma ordem de grandeza dos comprimentos de ondas do R-X.

A técnica consiste na identificação dos argilominerais a partir da fração granulométrica argila composta de dimensões menores que 2 μm , estando abaixo do poder de resolução dos microscópios ópticos. Para sua identificação torna-se necessário a utilização de métodos, tais como a difratometria de raios X. A concentração dos argilominerais se dá mais comumente por flocação das micropartículas e nos ambientes estuarinos é muito frequente a ocorrência de flocação. A ocorrência da caulinita é favorecida nas condições de soluções mais ácidas, climas mais úmidos e vegetação abundante, enquanto a ilita é o mineral de argila mais comum em sedimentos marinhos e rochas ígneas rica em potássio, porque este argilomineral precisa de quantidades elevadas de K⁺ e o ambiente marinho é rico em potássio. Estas análises foram feitas no Laboratório de Difratometria de Raios X.

Para a realização das análises de difratometria de raio-x foram utilizadas as amostras 40, 48, 57, 59, 63, 70 e 73, sendo estas que dispunham do material tamanho argila. O padrão utilizado neste trabalho para identificação dos argilominerais foi no sistema ICDD da International Union of Crystallography, caulinita 6-221/1980 e a ilita 9-3,43 /1980, que resultou nos picos de identificação, para a caulinita 3,58 \AA e 7,18 \AA , a ilita 3,34 \AA e 10,02 \AA , este resultado nos fornece informações sobre as condições climáticas da região, no caso quente e úmido. O processamento das amostras é realizado da seguinte maneira:

1. Pesar 20,0g de argila seca e desagregar em almofariz até a granulometria inferior a peneira ABNT 200 (abertura de 74 mm).
 2. Suspender a argila desagregada em 200ml de água destilada.
 3. Adicionar 5,0 ml de hidróxido de amônia (NH_3OH).
 4. Agitar a suspensão e transferir para uma proveta de 250ml.
 5. Deixar a suspensão em repouso durante 24 horas.
- 6 Com o auxílio de uma pipeta retirar a fração fina da suspensão, evitando perturbação da mesma para não coletar o material grosso depositado.
7. Secar a fração fina da suspensão em estufa a 100°C, posteriormente desagregá-la.
 8. Preparar uma suspensão argila-água com concentração de 60,0 mg de argila por 1cm³ de água destilada.
 9. Retirar com a pipeta 3,0 ml da suspensão preparada e depositar cuidadosamente sobre uma lâmina de vidro(as dimensões da lâmina devem ser compatíveis com o porta –amostra utilizado no difratômetro).
 10. Secar a lâmina em estufa de 100° C.
 11. Realizar o ensaio de difração de raio X, varrendo-se de 2 a 30° (escala 2 Ø) com velocidade de 1°/min.

4.4 Testemunhos rasos de sondagens

4.4.1 Método Geocronológico do Chumbo e Césio (^{210}Pb - ^{137}Cs)

Para determinação da taxa de sedimentação estuarina foram coletados testemunhos rasos de sondagem. No estuário Itapicuru foram coletados 3 testemunhos, de 1 m, 0,43 m e 0, 40 m de comprimento. No estuário Real foram coletados 3 testemunhos, de 2,05 m, 1,1 m e 0,40 m, sendo utilizados neste trabalho apenas dois testemunhos para cada estuário. O local de coleta foi determinado de acordo com o tipo de sedimento levantado na amostragem de sedimento superficial de fundo, uma vez que os radionuclídeos investigados fixam-se apenas em sedimentos mais finos (silte e argila). Os testemunhos foram descritos, fotografados e submetidos à análise granulométrica e isotópica.

Os testemunhos coletados foram abertos e fatiados em parcelas de 1 cm de espessura (Figura 20). Então, o material foi pulverizado, seco e foram retiradas alíquotas de 9 a 12 g, que foram postas em recipientes de polietileno com dimensões 15 mm x 54 mm, para posterior análise radiométrica. Os recipientes foram hermeticamente fechados para evitar o escape do ^{222}Rn , formado pelo decaimento do ^{226}Ra . Após um período de 32 dias, para que as amostras atingissem o equilíbrio radioativo, contou-se por um período de 24 horas para se obter o espectro gama da amostra. Os radioisótopos ^{226}Ra , ^{210}Pb , ^{214}Pb e ^{137}Cs foram analisados por espectrometria gama, um método não-destrutivo (sem qualquer tratamento químico preliminar), usando- se um espectrômetro gama com detector de germânio de alta pureza tipo poço e multicanal com 8.192 canais. Adotou-se o método combinado ^{210}Pb e ^{137}Cs , que além de fornecer a taxa de sedimentação do ambiente estudado, caracteriza a cronologia do processo de sedimentação. Esse é o método mais utilizado para avaliar a dinâmica de sedimentação recente. Ao passo que é baseado no decaimento radioativo do excesso de Uma combinação de métodos foram utilizados para comprovar que a sedimentação no interior dos estuários Itapicuru e Real ocorre com características distintas. ^{210}Pb , utiliza- se da capacidade do ^{137}Cs de identificar sedimentos depositados no período de 1964-1965 (Hermanson, 1990; Argollo, 2001). As análises foram realizadas no Laboratório de Física Nuclear Aplicada da Universidade Federal da Bahia (LFNA - UFBA).

O excesso do ^{210}Pb é obtido pela diferença entre as atividades do ^{210}Pb total e a do ^{226}Ra presente no sedimento. Assim, nesse método combinado, o ^{210}Pb consegue determinar a taxa de sedimentação e o ^{137}Cs age identificando a camada de sedimentos depositada em 1965, no caso do hemisfério sul. Basicamente, a taxa de sedimentação é calculada com base nas seguintes equações:

A taxa de atividade do chumbo em excesso numa profundidade z, A(z) é dada pela equação: $A(z) = A_0 \exp(-\lambda z / \omega)$, onde A_0 é a atividade da concentração em $z=0$ (interface água-sedimento), λ é a constante de decaimento radioativo do ^{210}Pb e ω é a taxa de sedimentação expressa por: $\omega = -\lambda \log e/\alpha$, onde e é a constante neperiana e α é o coeficiente angular da regressão linear do gráfico de $\log A(z)$ versus z (Lima 2011). A descrição detalhada do processo matemático pode ser encontrada em Argollo (2001).

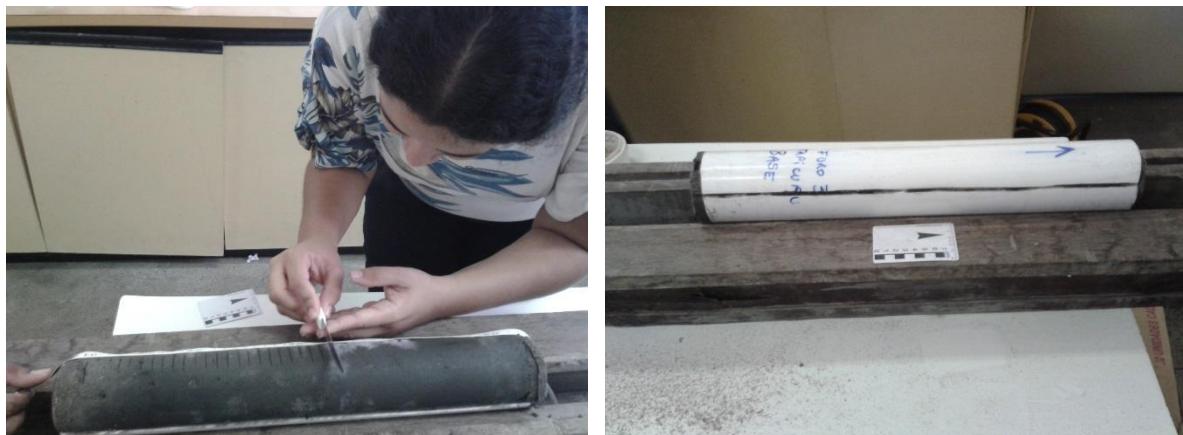


Figura 20 – Abertura do testemunho e divisão em fatias com espessura de 1 cm.

4.4.2 Método do Carbono 14 (^{14}C)

A partir do final da década de 40, o método por datação por ^{14}C foi desenvolvido, e tornou-se a principal ferramenta para a determinação da idade de amostras naturais com até mil anos. Esse método foi proposto por W.F.Libby (1908-1980), pelo qual recebeu em 1960 o Prémio Nobel em Química. O método tem por base a produção contínua de carbono radioativo(^{14}C) na atmosfera, pela interação de nêutrons cósmicos com átomos de nitrogênio

(^{14}N) através a reação $\{\text{^{14}N}(n,p)\text{^{14}C}\}$. O ^{14}C reage com o oxigênio, também presente na atmosfera, formando o gás carbônico CO_2 e assim, o ^{14}C entra no ciclo do carbono.

As plantas durante a fotossíntese absorvem ^{14}C e os animais por sua vez se alimentam das plantas. O CO_2 se dissolve nos oceanos e está disponível para plânton, corais, moluscos e peies. Assim, todos os seres vivos mantém sua entrada contínua de ^{14}C durante a vida.

Na morte das plantas e dos animais a renovação do ^{14}C cessa. O instante da morte pode ser estimado pela determinação do ^{14}C residual. A maior parte do carbono presente na Terra é composto de uma mistura dos dois isótopos estáveis: 98,9% de ^{12}C e 1,1% de ^{13}C . Contudo, amostras naturais de carbono sempre contém o terceiro isótopo, o ^{14}C que é radioativo e decai naturalmente emitindo radiação β^- . Seu tempo de meia vida é de 5.730 anos.

Vários tipos de amostras podem ser usadas na análise de radiocarbono por espectrometria de massa por aceleradores (MAS), como conchas, carvão, madeira, ossos, amostras de solos e etc. mas para serem levadas ao acelerador é preciso que sejam convertidas a grafite, de modo a produzir um feixe de íons. A produção e grafite de alta qualidade e uniforme é essencial para o melhor desempenho de qualquer sistema MAS. Antes do processo e grafitização, no entanto, a amostra deve passar por um tratamento químico para desprezar átomos de carbono que tenham aderido a amostra posteriormente e cuja idade não represente sua idade real, outros materiais que tenham aderido à amostra ao longo do tempo ou frações da própria amostra podem interferir no resultado.

Um dos pressupostos básicos na datação por ^{14}C é que a amostra analisada sofreu apenas decomposição radioativa e que manteve-se inalterada por qualquer outro processo ao longo dos anos desde que cessou sua interação com o ambiente. Entretanto, raramente este fato é verdadeiro, os artefatos geológicos coletados, são normalmente encontrados soterrados juntos com outros materiais que podem ter afetado a quantidade de ^{14}C original. As fontes de contaminação podem ser naturais ou artificiais, exemplos: ossos podem ser contaminados pela presença de calcário, a contaminação artificial pode ocorrer durante a rotulação da amostra.

Neste trabalho foram utilizadas amostras de conchas e madeiras disponíveis nas camadas mais inferiores dos testemunhos para datação radiométrica de ^{14}C . Neste caso, apenas o testemunho #1 do estuário Real apresentou material disponível suficiente para as datações, em 1,5 m, 1,8 m e 2,05 m. As amostras foram separadas, devidamente identificadas e enviadas para o Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense, RJ para análise, conforme rotina metodológica de calibração descrita por Oliveira (2012) (Figura 21).

Datação Radiocarbono por AMS

$$\text{C}^{14} \text{ meia-vida} = 5.730 \text{ anos}$$



Oliveira, 2012

Figura 21 – Equipamentos para análise de radiocarbono por AMS

A idade do radiocarbono de uma amostra pode ser calculada a partir da razão entre a concentração isotópica medida de uma amostra desconhecida e a concentração de uma amostra padrão. Para tal, é necessário obedecer algumas convenções para que a data de radiocarbono possa ser comparada com qualquer outra datação, feita em qualquer laboratório do Mundo e em qualquer época. A correção para fracionamento isotópico assim como a calibração visam corrigir a data de radiocarbono. A comparação entre laboratórios é necessária para identificar qualquer compensação ou deslocamento e estes levam a informações independentes. Para evitar que cada laboratório tenha um resultado diferente para uma mesma amostra, é necessário seguir algumas convenções e calibrar resultados (Oliveira, 2012).

A datação de radiocarbono são expressas em anos antes do presente (BP), ou anos antes de 1950. A meia-vida ($t_{1/2}$) de radiocarbono é 5.568 anos (a meia-vida de Libby) e a convencional 5.730 anos, que é a quantidade de tempo necessária para o átomo dacair sua atividade à metade. A vida média (t) é considerada 8033, enquanto vida média é o tempo médio que um átomo de um radioisótopo leva para decair ou desintegrar. A quantidade $\Delta^{14}\text{C}$ é usada quando se descreve a variação temporal de radiocarbono. Esse valor expressa a diferença entre a amostra e a atmosfera moderna (1950 AD).

Existem duas maneiras para calcular a $\Delta^{14}\text{C}$, dependendo de como se mede a quantidade de radiocarbono. Pode-se calcular a $\Delta^{14}\text{C}$ por contagens de decaimento ou por espectrometria de massa (medindo as razões isotópicas). Mede-se as taxas de decaimento (atividades), com base no número de partículas beta contadas por unidade de tempo, a partir do decaimento de ^{14}C .

2.5 Estimativa de preenchimento do canal estuarino

Para se obter uma descrição quantitativa para o tempo de preenchimento do estuário, foi utilizada a equação abaixo,

$$Tempo\ de\ preenchimento\ estuarino = \frac{V}{\omega \cdot A}$$

onde o espaço de acomodação ainda existente em nível inframareal (V), dado em m³, é dividido pelo produto entre a taxa de sedimentação (ω), dado em mm.ano⁻¹, e a área da região inframareal (A), dada em m². Essa metodologia é baseada no trabalho realizado por Lima *et al.* (2011).

5. RESULTADOS

5.1 Vazão fluvial

A vazão média encontrada para o estuário Itapicuru, no intervalo compreendido entre os anos de 1964 a 2013 foi de 67,1 m³s⁻¹ e para o Real de 43,7 m³s⁻¹, apresentando valores máximos da ordem de 656,8 e 584 m³s⁻¹, respectivamente (Figuras. 23 e 25). Os menores valores de descarga média acontecem nos meses de setembro a novembro, ao passo que os maiores valores foram registrados para os meses de fevereiro a junho, além do mês de dezembro. (Figura 22). Os maiores valores de vazão máxima encontram-se entre dezembro e junho, ao passo que os menores ocorreram entre julho e novembro. A distribuição das máximas também apresenta característica bimodal em março e dezembro, respectivamente (Figura 22).

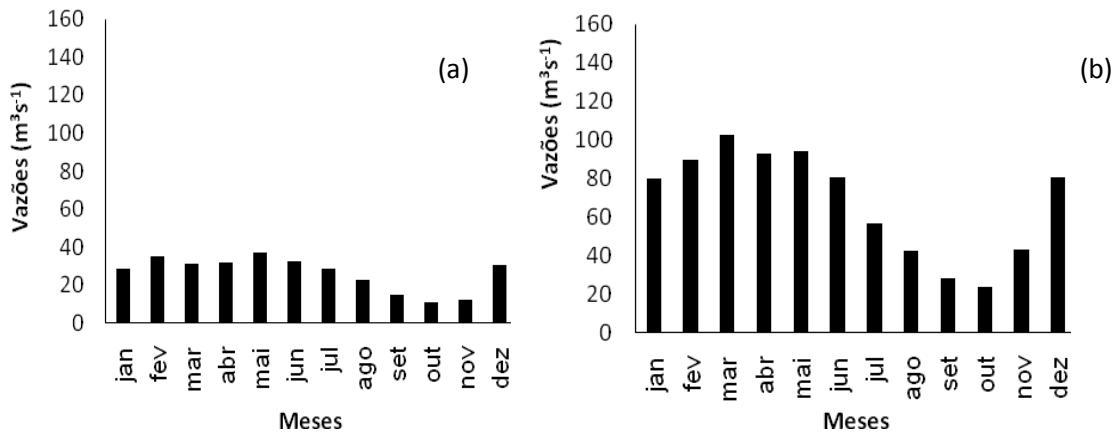


Figura 22 – Hidrogramas das descargas médias e máximas mensais do Rio Itapicuru

Vale ressaltar que as distribuições das vazões médias e máximas não acompanham exatamente aquelas apresentadas pela pluviosidade, que exibem comportamento unimodal, com máxima para o mês de maio (figura 22a). Apesar disso, há correspondência entre a distribuição dessas duas variáveis, ambas apresentam picos em abril/maio e valores mais baixos em setembro/outubro. Os altos desvios têm relação com a forte sazonalidade climática na bacia de drenagem, essa sazonalidade se intensifica em rios com maiores áreas expostas na região do semi-árido, o que acontece com parte significativa da Bacia do Itapicuru.

A relação entre as vazões sólida e líquida pode ser observada no gráfico abaixo (Figura 24), que relaciona dados de Concentração de sedimentos em suspensão (CSS), em mg/L e a vazão líquida máxima, em m^3/s , para os mesmos períodos de tempo. É possível observar uma relação bem marcada entre essas duas variáveis, não na intensidade mas no padrão de variação ao longo do tempo. Os valores mais elevados de CSS (53 mg/L) e vazão líquida (100 m^3/s) coincidem e ocorreram em agosto de 2013.

Descarga fluvial - Itapicuru

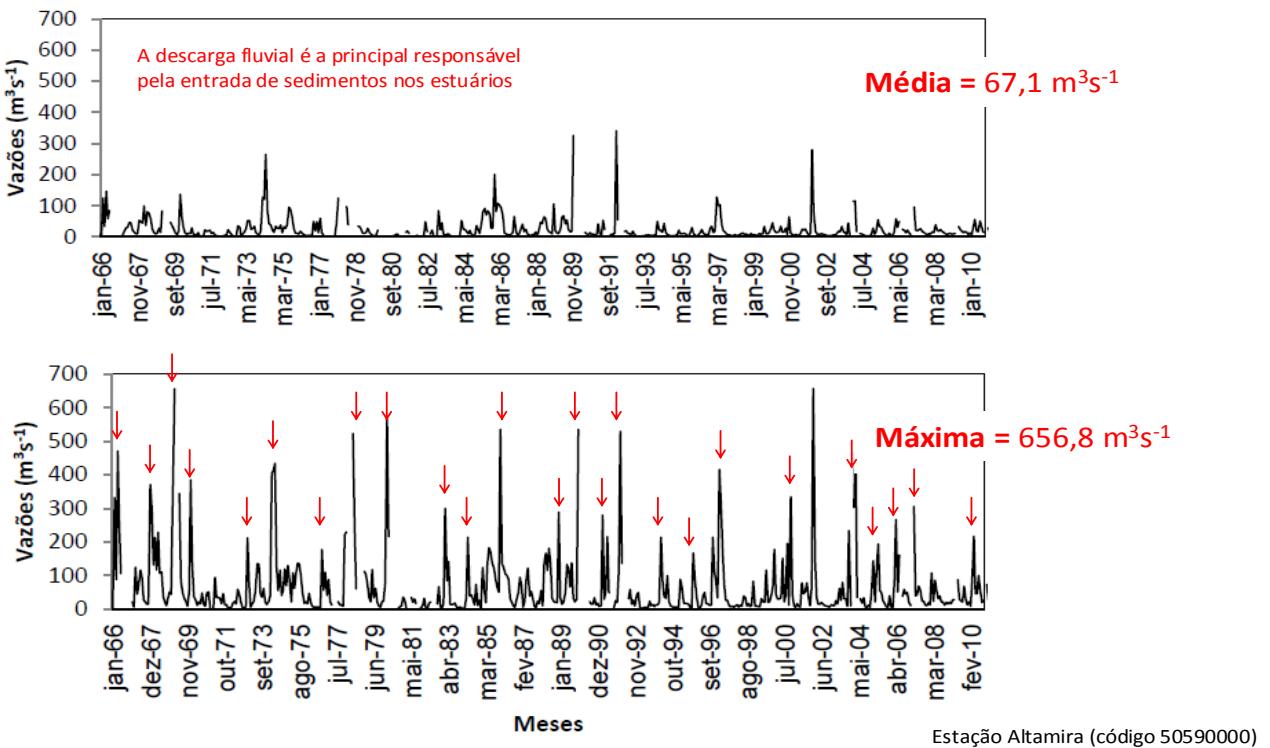


Figura 23 – Descarga fluvial das médias e máximas Itapicuru

Relação entre a vazão líquida e a concentração de sedimentos em suspensão no rio Itapicuru

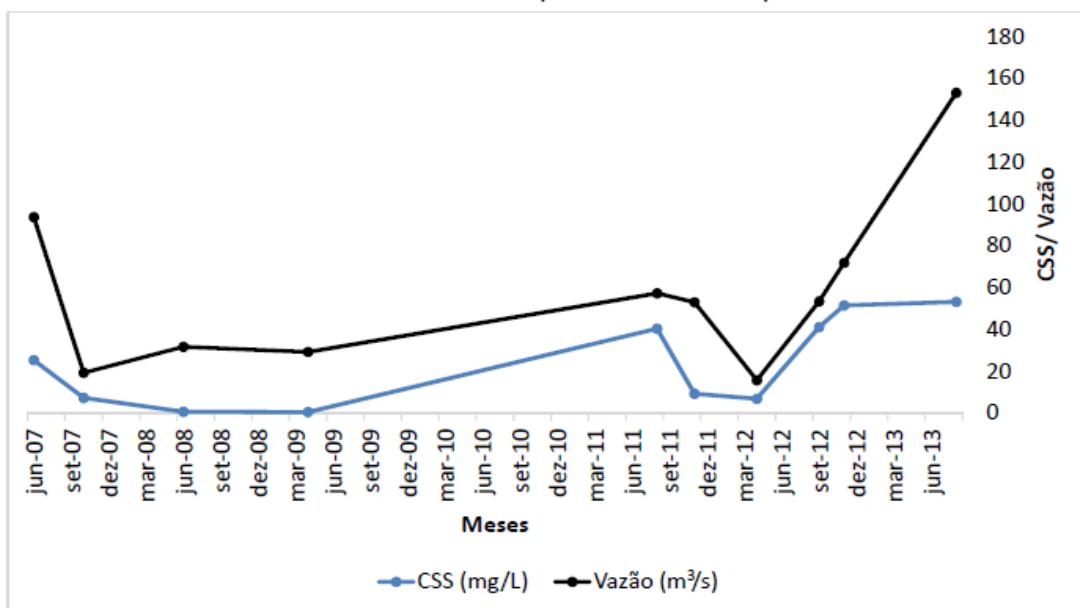


Figura 24 – Relação entre vazão líquida e sedimentos em suspensão no rio Itapicuru (Estação Altamira)

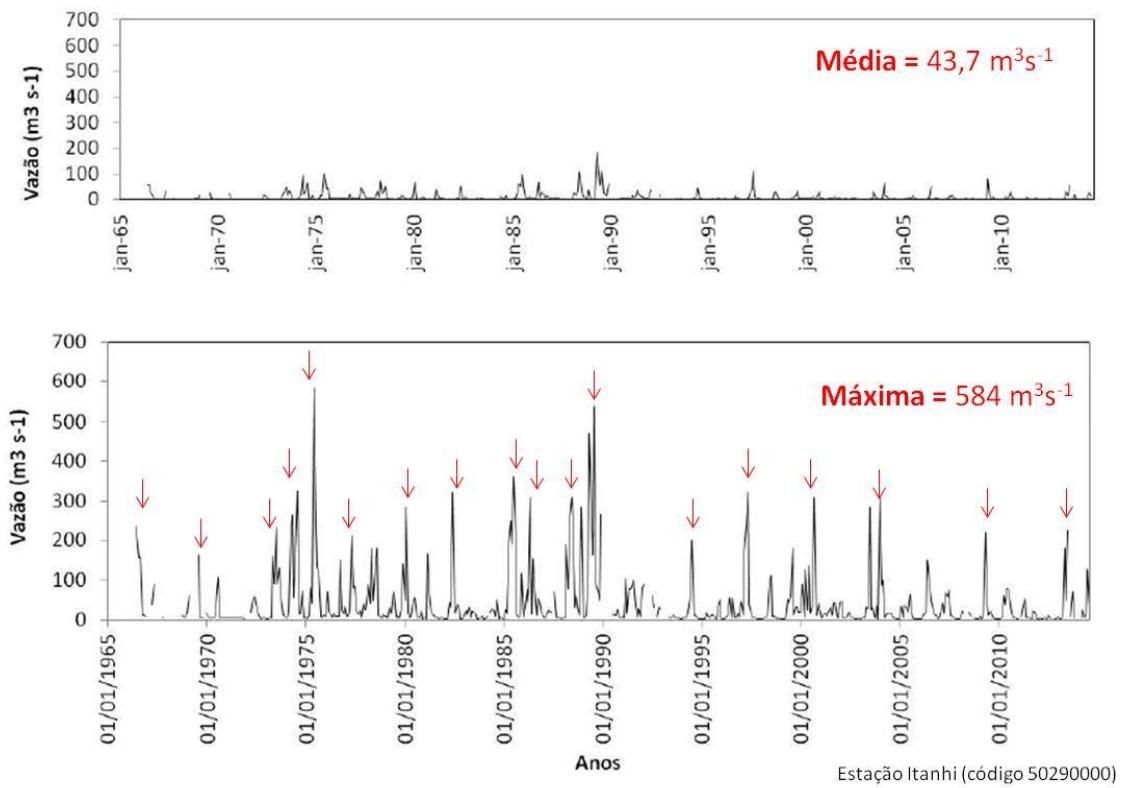


Figura 25 – descarga fluvial médias e máximas no rio Real

5.2 Batimetria

De modo geral, os canais estuarinos do Itapicuru e Real são bastante distintos. No primeiro caso, é estreito e relativamente raso, com predomínio de profundidades inferiores a -4 m. A maior profundidade registrafa foi -9,9 m, conforme a proximidade dos meandros, alternando-se em canais de escavação e deposição (Figura 26). Por outro lado, depressões com profundidades superiores a 9 m foram encontradas nos km 4,7, 3,7 e 2,7 a partir da embocadura. A primeira está associada a uma margem de escavação do canal, ao passo que as outras se relacionam à presença de ilhas que podem agir determinando o sentido preferencial do fluxo.

Seguindo para jusante, há um aumento das distâncias laterais e uma gradual diminuição da sinuosidade. A maior largura do canal do Itapicuru é de 400 m, enquanto que o do Real atinge 1,5 km. Além disso, foi traçado um perfil topográfico do talvegue, adentrando os 7,5 km do estuário, a fim de avaliar as variações batimétricas ao longo do canal.

No caso estuário Real, a profundidade média é de 6,35 m. A área de maior profundidade, com cerca de -22 m, ocorre próximo à confluência com o estuário Piauí (SE), formando um complexo estuarino dominado pelo Piauí, onde juntos correspondem a um dos 10 maiores estuários do Brasil (Santos e Lessa, 2007). Tal profundidade é causada pela escavação do canal estuarino, devido ao grande volume intermareal, que se combina a uma seção crítica estreita (ligação do estuário com o oceano), o que aumenta significativamente a velocidade da corrente de maré e sua atuação junto ao fundo.

Na embocadura, observa-se um banco arenoso, conhecido como Banco da Sogra (Figura 27), onde há acúmulo de material proveniente da erosão das dunas que se localizam na margem esquerda do canal, nas proximidades de Mangue Seco (BA), no qual sofre constante mudança das profundidades, regida pelo balanço da energia das ondas. Apesar do levantamento batimétrico não ter contemplado o estuário Piauí, o somatório da energia hidrodinâmica das marés durante o levantamento demonstrou que a intensidade da corrente é maior na sua direção. Vale ressaltar que, o estuário Real, é mais raso na zona central e seguindo para a cabeceira, com média inferior a -2 m nas margens e o talvegue de -4 m.

A análise dos mapas batimétricos (Figuras 26 e 27) permite verificar que há maior variação lateral de profundidade que ao longo do leito estuarino, de forma que as bordas são marcadas por menores profundidades e as maiores escavações são encontradas em regiões centrais, exceto próximo à desembocadura, onde há, em termos gerais, diminuição da profundidade do canal. A área inframareal dos estuários Itapicuru e Real são de 1,6 km² e 34,5 km², respectivamente.

A determinação do volume foi realizada com base no espaço inframareal, não afetado pela variação de maré e, portanto, espaço fixo para deposição de sedimento. O volume do espaço inframareal calculado foi de $4,8 \times 10^6 \text{ m}^3$ e $2,0 \times 10^7 \text{ m}^3$ para os estuários Itapicuru e Real, respectivamente. Entretanto, vale ressaltar que o volume inframareal do estuário Real está subestimado, devido ter sido contemplado cerca de 80% da sua área total, o que deverá ter a mesma proporção no seu tempo de preenchimento.

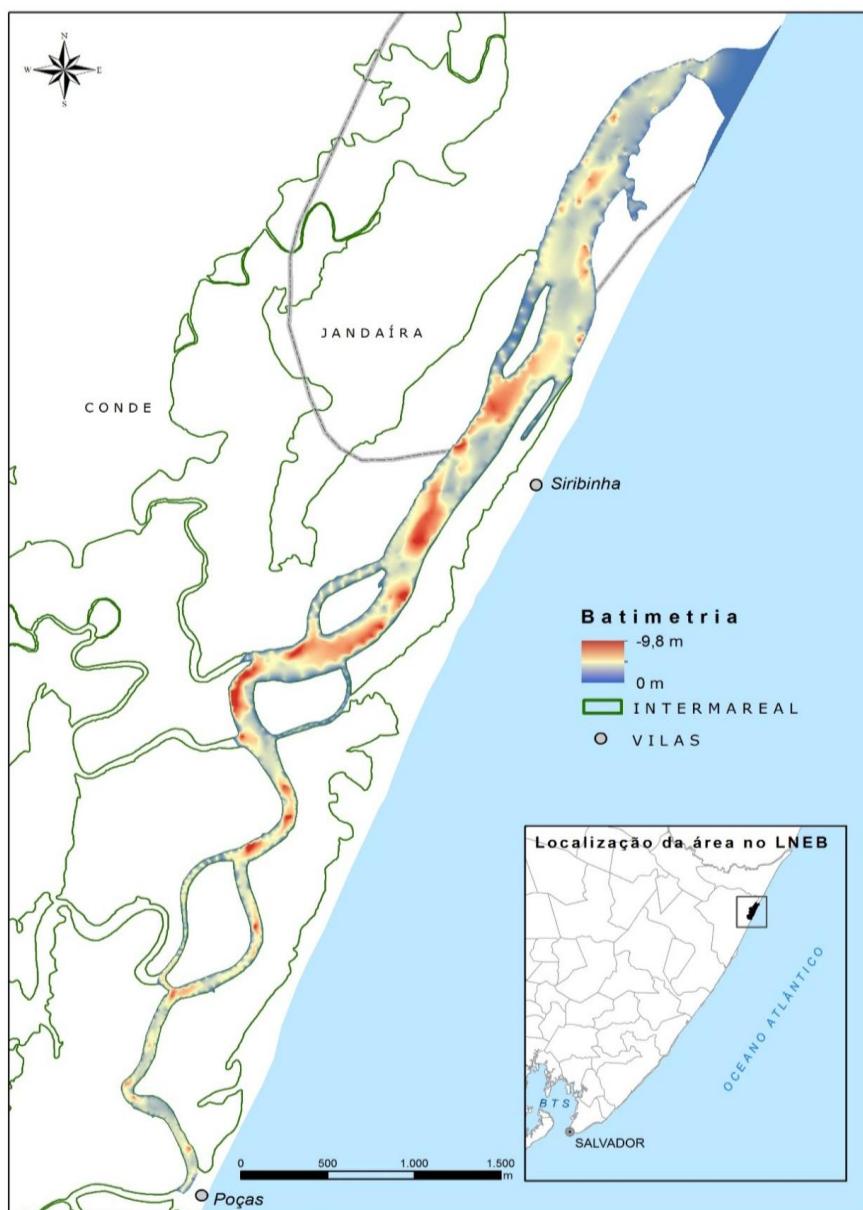


Figura 26 – Mapa batimétrico do Estuário do Itapicuru

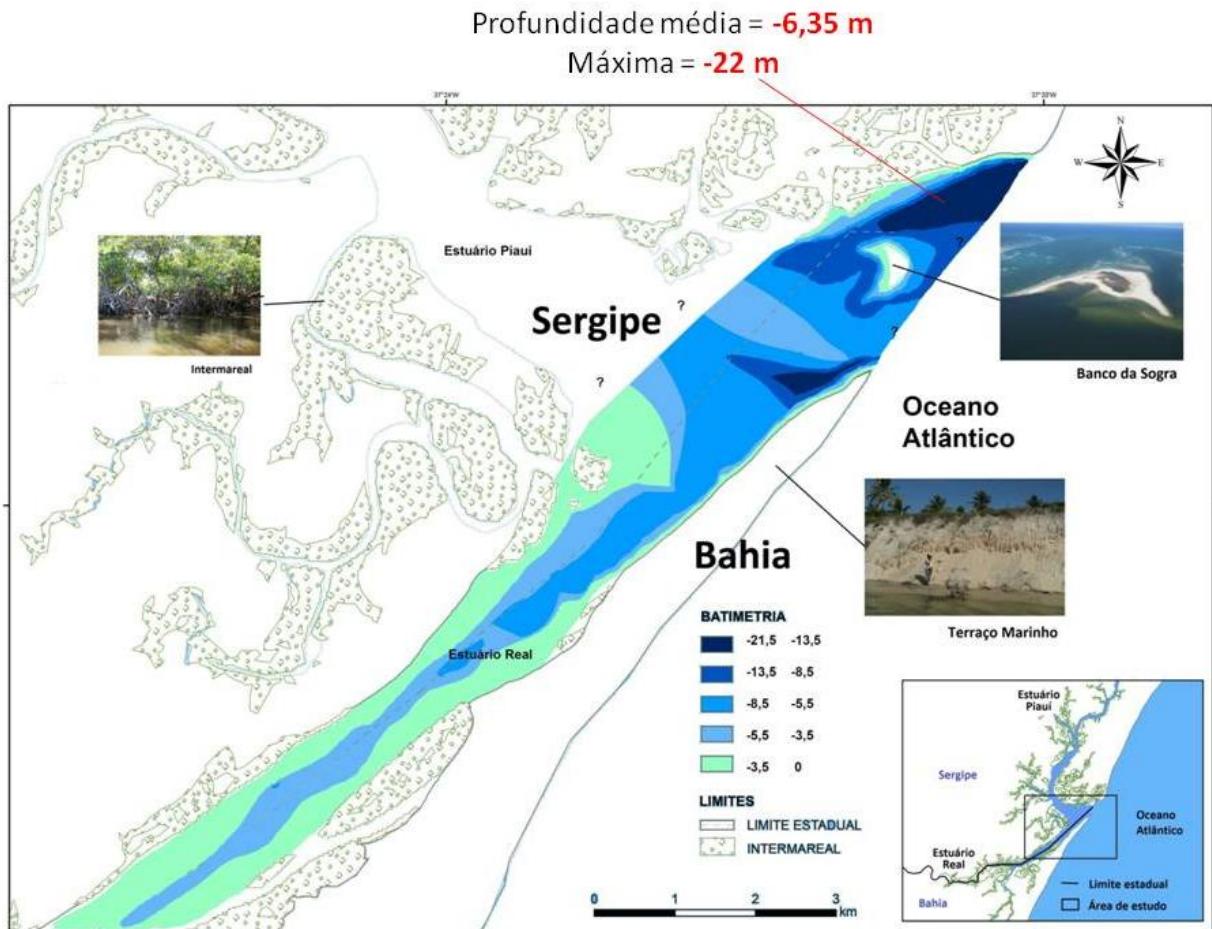


Figura 27 - Mapa batimétrico do estuário Real

5.3 Sedimento de Fundo – Itapicuru

A classe textural predominante no estuário Itapicuru é areia, especialmente areia média e areia muito fina, com apenas 8 amostras classificadas como silte. O diâmetro médio das amostras varia entre silte médio ($6\varnothing$) = 0,0156mm e areia grossa ($1\varnothing$) = 0,500mm, passando por silte grosso ($5\varnothing$) = 0,031mm, areia muito fina ($4\varnothing$) = 0,062mm, areia fina ($3\varnothing$) = 0,125mm e areia média ($2\varnothing$) = 0,250mm. Em termos quantitativos, as amostras de areia correspondem a 89% do total, sobrando ao silte apenas os 11% restantes, sendo que apenas uma das amostras apresentou silte médio.

A análise do mapa de fácies texturais mostra uma distribuição sedimentar de acordo com aquela sugerida por Dalrymple *et al.* (1992) (Figura 6), com predominância de sedimentos de granulação grossa nas zonas externa e interna, e de sedimentos de granulação mais fina na porção central, com a exceção da amostra de número 67, que apresentou silte médio na zona interna do estuário (Figuras 28 e 29).

As amostras variam de bem selecionado (apenas uma) a muito pobremente selecionado (maior parte). Com base no mapa do grau de seleção, toda a região central do estuário possui sedimento muito pobremente selecionado, ao passo que suas extremidades apresentam sedimentos dentro de outras classes, variando entre pobremente e moderadamente selecionados. A amostra de número 4, localizada muito próxima à desembocadura do Rio Itapicuru, exibe um material sedimentar classificado com bem selecionado (Figura 30)

A variação de textura do sedimento está representada na (Figura 30), através de Shepard (1954). A grande maioria das amostras se aproxima do vértice que corresponde à fração areia, se dividindo entre as categorias de areia ou arenito e areia siltica. Apenas duas amostras aparecem como silte arenoso. Essa variação textural é reflexo das variações hidrodinâmicas do ambiente em que o material foi coletado, o que pode ser observado na (Figura 28), através de Pejrup (1988). Para essa análise, as amostras dividiram-se principalmente entre as categorias A-IV e B-IV.

Os dados brutos da análise granulométrica se encontram na Tabela 1. O local onde a amostra de nº 2 foi coletada apresentava fundo consolidado e por essa razão, seus percentuais se encontram como NAN (*not-a-number*), denominação que significa que não existe um valor numérico associado àquela amostra.

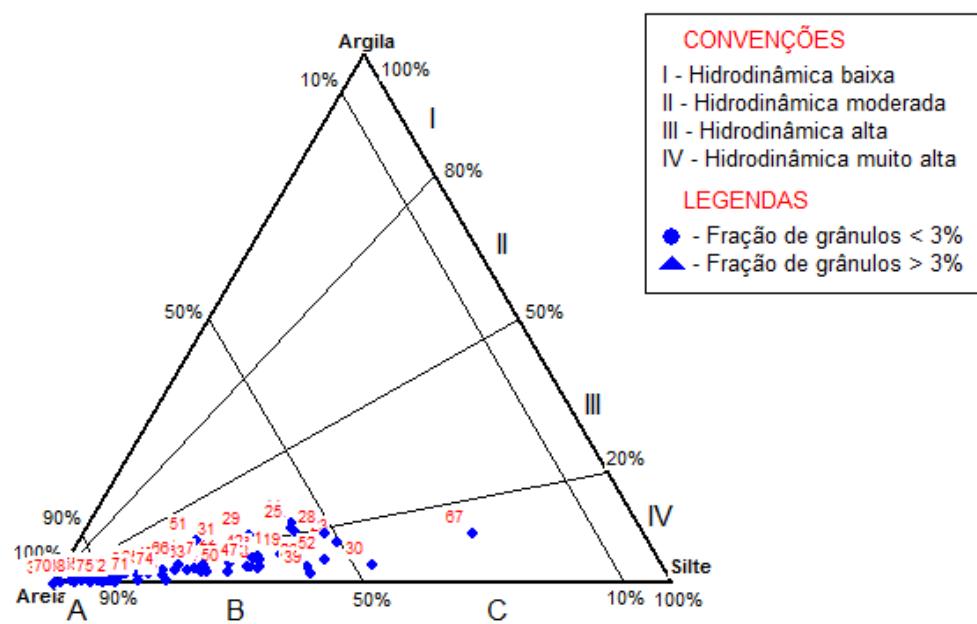
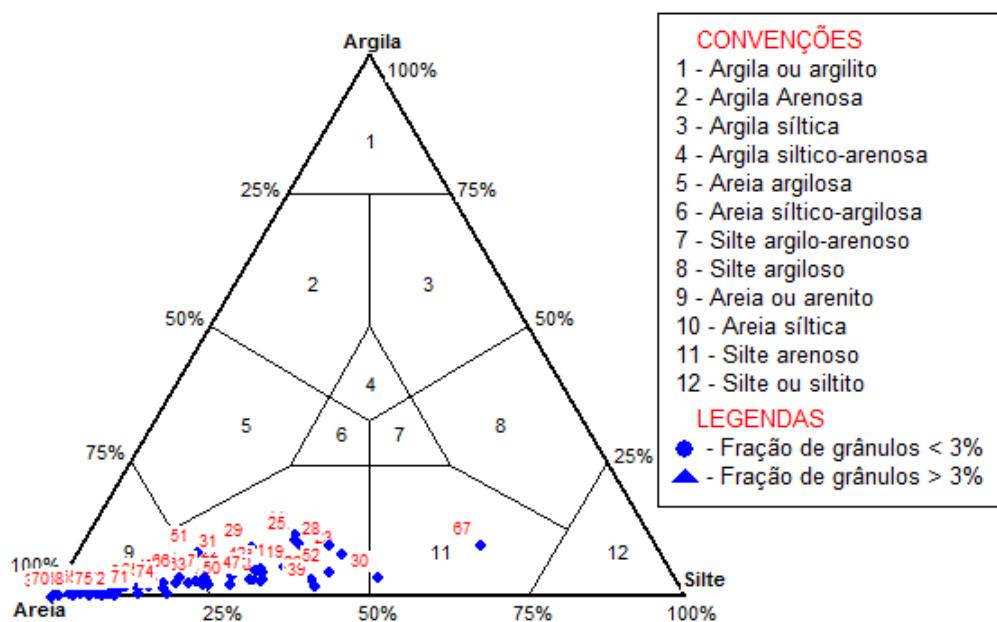


Figura 28 Itapicuru– Shepard(1954) – classificação com base na textura e Pejrup(1988) – classificação com base na energia hidrodinâmica.

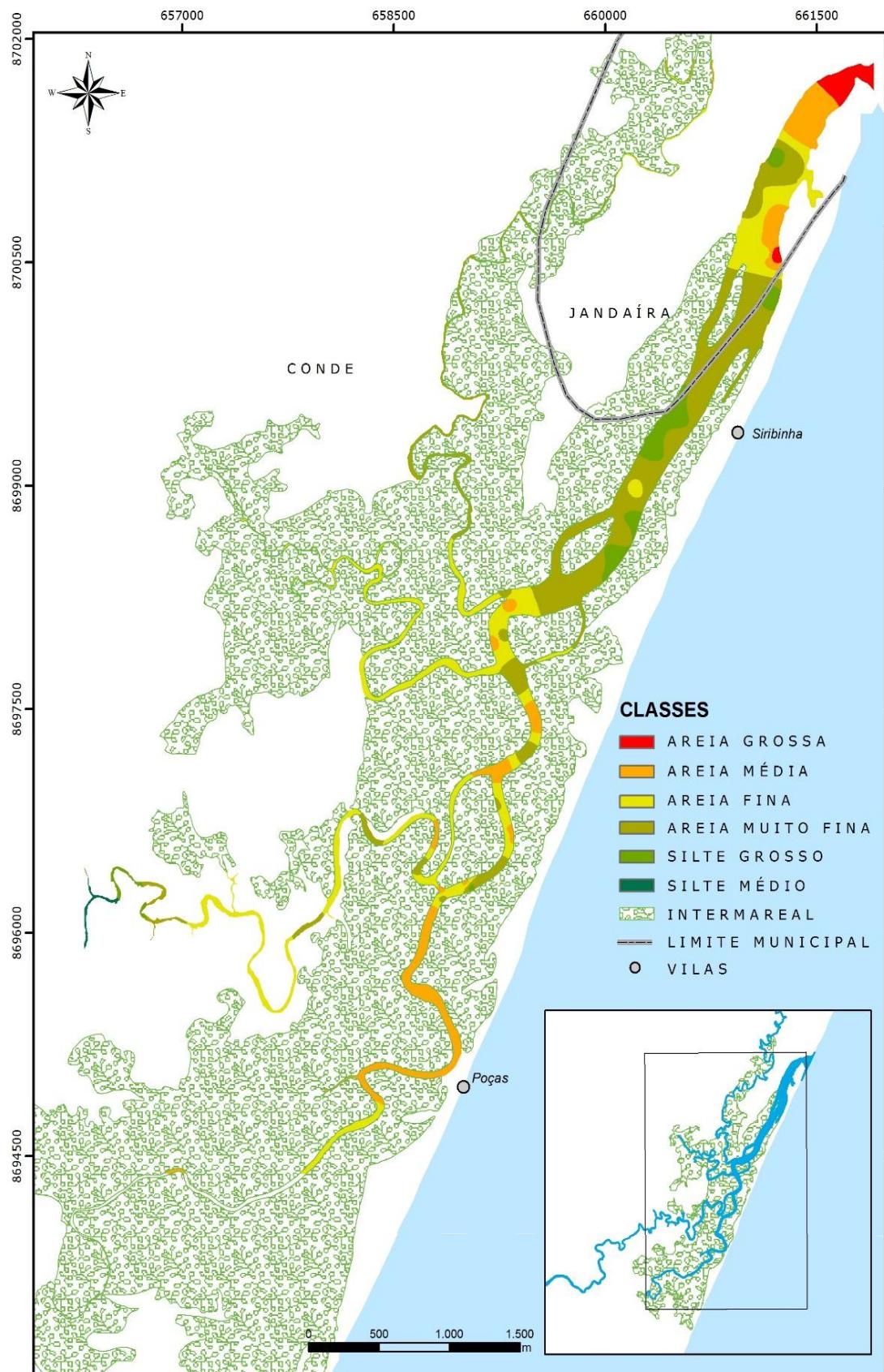


Figura 29 – Classificação do sedimento de fundo do Estuário do Itapicuru. Mapa de fácie texturais.
As áreas em verde correspondem à zona intermareal.

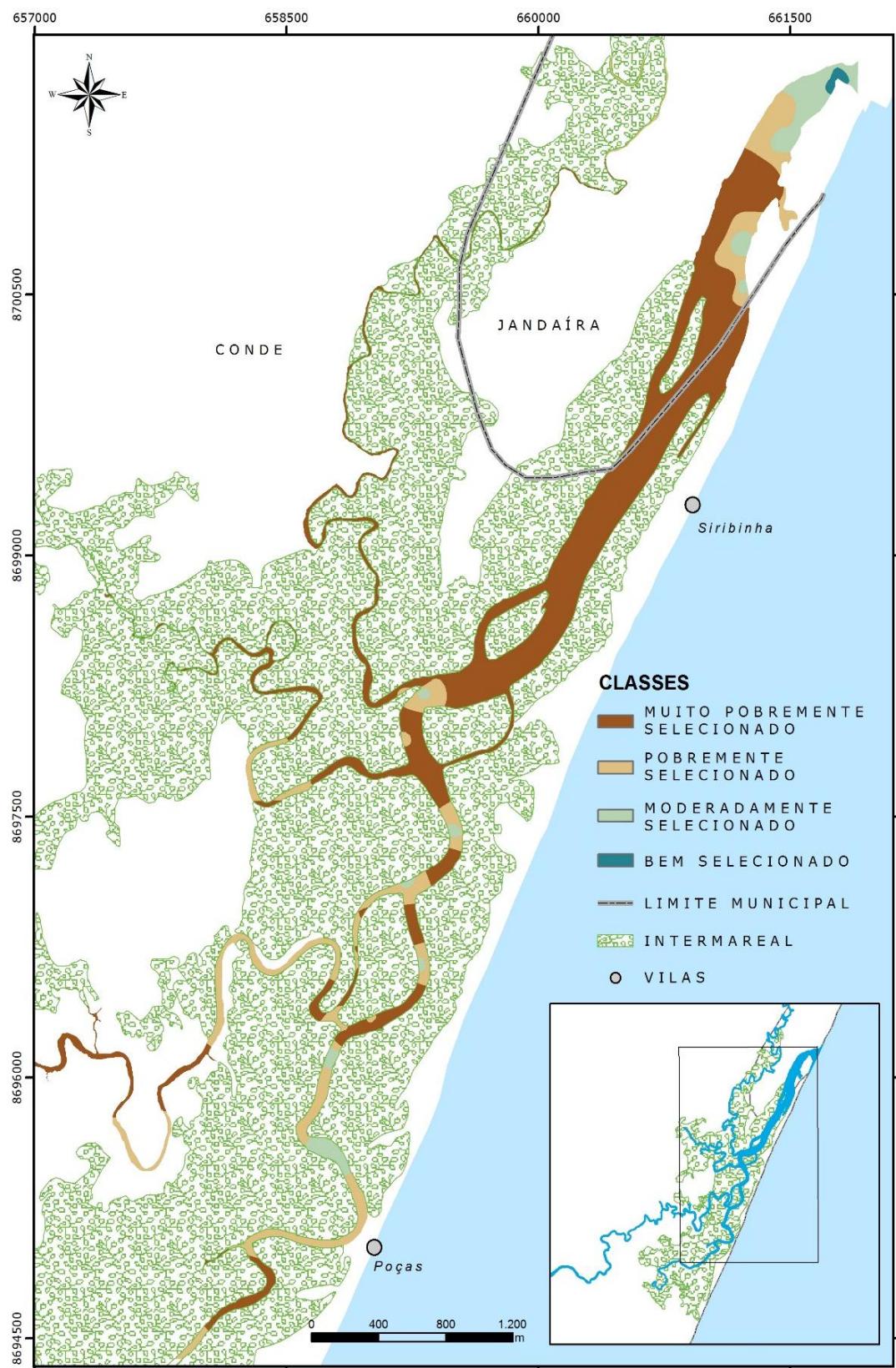


Figura 30 – Classificação do sedimento de fundo do Estuário do Itapicuru. Mapa de grau de selecionamento. As áreas em verde correspondem à zona intermareal.

Tabela 1 – Dados brutos da análise granulométrica. 75 amostras classificadas quanto a seu grau de selecionamento e percentual de cascalho, areia, silte e argila.

Amostra	Textura	Grau de selecionamento	% Cascalho	% Areia	% Silte	% Argila
1	Areia grossa	Moderadamente selecionado	0,1	99,9	0,0	0,0
2	Areia grossa	Moderadamente selecionado	NAN	NAN	NAN	NAN
3	Areia grossa	Moderadamente selecionado	0,0	100,0	0,0	0,0
4	Areia média	Bem selecionado	0,0	100,0	0,0	0,0
5	Areia grossa	Moderadamente selecionado	0,2	99,9	0,0	0,0
6	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	93,9	5,1	1,0
7	Areia média	Pobremente selecionado	0,0	93,3	5,9	0,8
8	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	100,0	0,0	0,0
9	Areia média	Pobremente selecionado	1,3	86,6	10,6	1,5
10	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	0,0	65,1	29,9	5,0
11	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	0,1	55,9	32,6	11,4
12	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	96,2	3,4	0,4
13	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	0,1	75,2	21,6	3,1
14	Areia grossa	Moderadamente selecionado	0,0	100,0	0,0	0,0
15	Areia fina	Muito pobremente selecionado	0,0	79,2	18,3	2,5
16	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	0,0	60,6	34,0	5,4
17	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	0,0	64,6	30,4	5,0
18	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	4,4	66,7	25,5	3,5
19	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	0,0	59,2	35,7	5,1
20	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	0,5	64,8	29,8	4,9
21	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	1,2	73,1	22,9	2,8
22	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	3,4	67,3	24,4	4,9
23	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	0,0	50,1	42,1	7,7
24	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	9,3	51,1	30,8	8,7
25	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	0,2	56,4	33,2	10,2
26	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	0,0	57,4	39,5	3,1
27	Areia fina	Muito pobremente selecionado	0,0	73,5	22,6	3,8
28	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	0,0	51,4	39,2	9,4
29	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	0,3	63,7	26,9	9,0
30	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	0,0	46,8	49,7	3,5
31	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	0,0	68,8	24,1	7,0
32	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	0,4	74,6	22,7	2,3
33	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	0,0	66,4	30,2	3,4
34	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	100,0	0,0	0,0
35	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	0,0	65,0	31,8	3,2
36	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	0,0	64,6	31,3	4,1
37	Areia média	Pobremente selecionado	1,5	90,5	7,0	0,9
38	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	0,0	65,6	31,4	3,0
39	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	0,0	57,8	40,7	1,5
40	Areia média	Pobremente selecionado	0,0	93,9	5,6	0,5
41	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	96,3	3,1	0,5
42	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	1,4	64,4	29,4	4,7

Tabela 1 (continuação) – Dados brutos da análise granulométrica do estuário Itapicuru.

Amostra	Textura	Grau de selecionamento	% Cascalho	% Areia	% Silte	% Argila
43	Areia muito fina	Muito pobemente selecionado	0,0	74,0	23,2	2,9
44	Areia média	Pobemente selecionado	0,2	92,7	6,7	0,4
45	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	96,8	2,8	0,3
46	Areia fina	Muito pobemente selecionado	0,1	75,7	20,1	4,1
47	Areia muito fina	Muito pobemente selecionado	0,0	67,1	29,7	3,2
48	Areia média	Pobemente selecionado	0,0	93,9	5,8	0,3
49	Areia fina	Moderadamente selecionado	0,0	95,1	4,3	0,6
50	Areia muito fina	Muito pobemente selecionado	0,0	70,8	26,8	2,4
51	Areia muito fina	Muito pobemente selecionado	0,0	73,1	19,1	7,9
52	Silte grosso	Muito pobemente selecionado	0,1	53,9	41,5	4,6
53	Areia média	Pobemente selecionado	0,0	92,1	7,2	0,7
54	Areia muito fina	Muito pobemente selecionado	0,0	74,0	23,7	2,4
55	Areia média	Pobemente selecionado	0,0	94,2	5,2	0,6
56	Areia fina	Pobemente selecionado	0,0	88,8	10,2	1,0
57	Areia muito fina	Muito pobemente selecionado	0,0	74,1	22,5	3,4
58	Areia média	Pobemente selecionado	0,0	91,0	8,5	0,5
59	Areia fina	Pobemente selecionado	0,0	81,1	16,4	2,5
60	Areia muito fina	Pobemente selecionado	0,0	77,0	20,3	2,7
61	Areia fina	Pobemente selecionado	0,0	85,1	13,0	2,0
62	Areia fina	Pobemente selecionado	0,0	90,4	8,9	0,7
63	Areia muito fina	Muito pobemente selecionado	0,0	75,9	21,1	3,0
64	Areia fina	Pobemente selecionado	0,0	85,5	13,0	1,5
65	Areia fina	Pobemente selecionado	0,0	83,5	14,8	1,7
66	Areia fina	Muito pobemente selecionado	0,0	78,0	18,6	3,5
67	Silte médio	Muito pobemente selecionado	0,0	27,4	63,2	9,4
68	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	96,5	3,2	0,2
69	Areia média	Pobemente selecionado	0,0	89,5	9,8	0,7
70	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	99,0	1,0	0,0
71	Areia média	Pobemente selecionado	0,0	86,1	13,3	0,7
72	Areia média	Pobemente selecionado	0,0	89,9	9,7	0,4
73	Areia fina	Muito pobemente selecionado	0,0	81,5	17,8	0,7
74	Areia fina	Pobemente selecionado	0,2	81,5	17,0	1,3
75	Areia média	Pobemente selecionado	0,0	91,9	7,9	0,2

5.3 Sedimento de fundo - Real

A classe textural predominante no estuário Real é areia, nas classes areia média, areia muito fina, areia fina localizada nas zonas interna e externa, enquanto que, na zona central, predomina deposição de silte. Em termos quantitativos as amostras de sedimentos

superficiais de fundo 73,33% é de areia e 26,67% é de sedimentos finos (silte e argila). A fração areia nos sedimentos das amostras apresentam 33,33% areia média, 17,33% areia fina, 20% areia muito fina e 29,33 silte, sendo silte grosso 10,67%, silte médio 17,33% e silte fino 1,33% da amostra total, nota-se que as amostras que contém maior percentual de areia estão situadas na parte mais próximo á desembocadura do canal e na cabeceira, as amostras que contém maior quantidade de pelitos estão localizadas na zona central do estuário (Figura 32a).

De acordo com Shepard (1954) (Figura 31), as amostras estão distribuídas nos campos 9, 10 e 11, com predominância das areias, se dividindo entre as categorias de areia, areia siltica, silte arenoso. Essa variação textural é reflexo das variações hidrodinâmicas do ambiente em que o material foi coletado, o que pode ser observado na (figura 36), através de Pejrup (1988). Para essa análise, as amostras dividiram-se principalmente entre as categorias A-IV e B-IV, C-IV e C-III

As amostras apresentam três classes de selecionamento, muito pobemente selecionado (maior parte) com 57,33%, pobemente selecionada com 16% e moderadamente selecionada com 26,67%. Esta análise foi feita baseada no mapa do grau de selecionamento (Figura 32b), toda a região central do estuário possui sedimento muito pobemente selecionado, ao passo que suas extremidades apresentam sedimentos dentro de outras classes, variando entre pobemente e moderadamente selecionados.

A distribuição espacial das fácies texturais realizadas através de interpolação, mostrou uma predominância das fácies areia, areia lamosa com 69,33%, assim distribuídas 30,66% de fácies areia e 38,67% de fácies areia lamosa, indicando uma elevada variação hidrodinâmica, enquanto as fácies pelíticas arenosa, com apenas 30,67% do total das amostras representam os trechos de hidrodinâmica menos energética. Neste estuário a distribuição faciológica se apresenta semelhante ao modelo sugerido por Dalrymple et al. 1992 (Figura 6), com alguma variações.

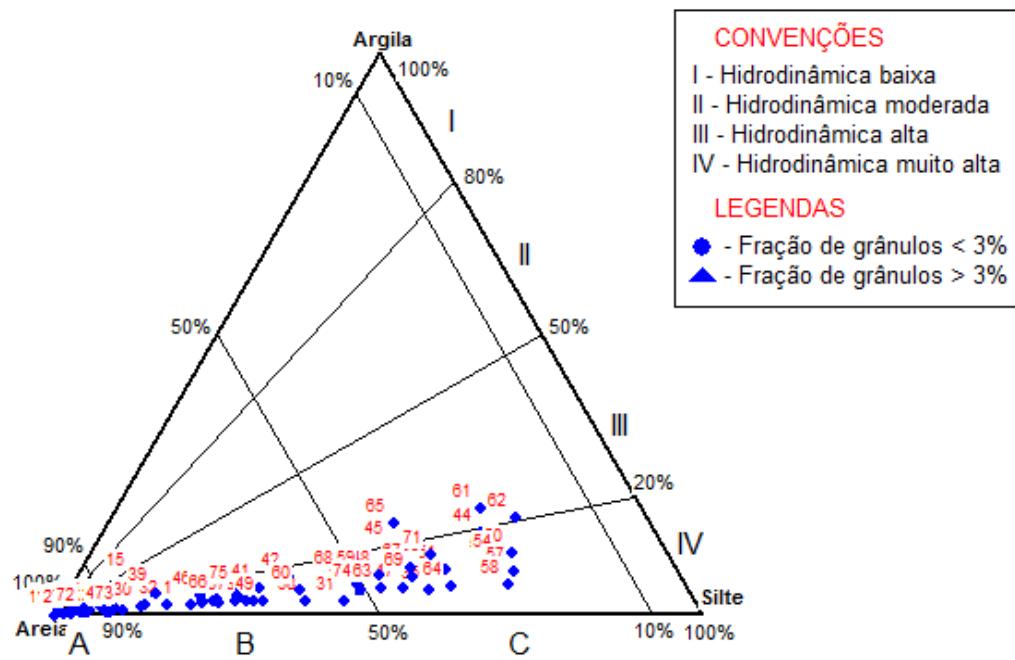
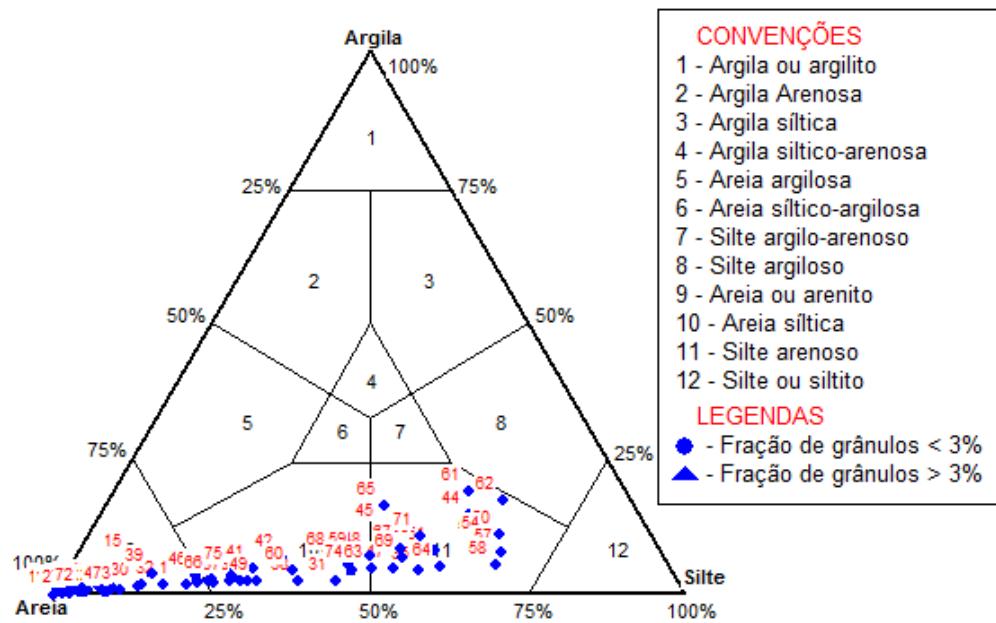


Figura 31 – Shepard (1954) classificação com base na textura e Perjup (1988) classificação com base na energia hidrodinâmica determinados para o estuário Real

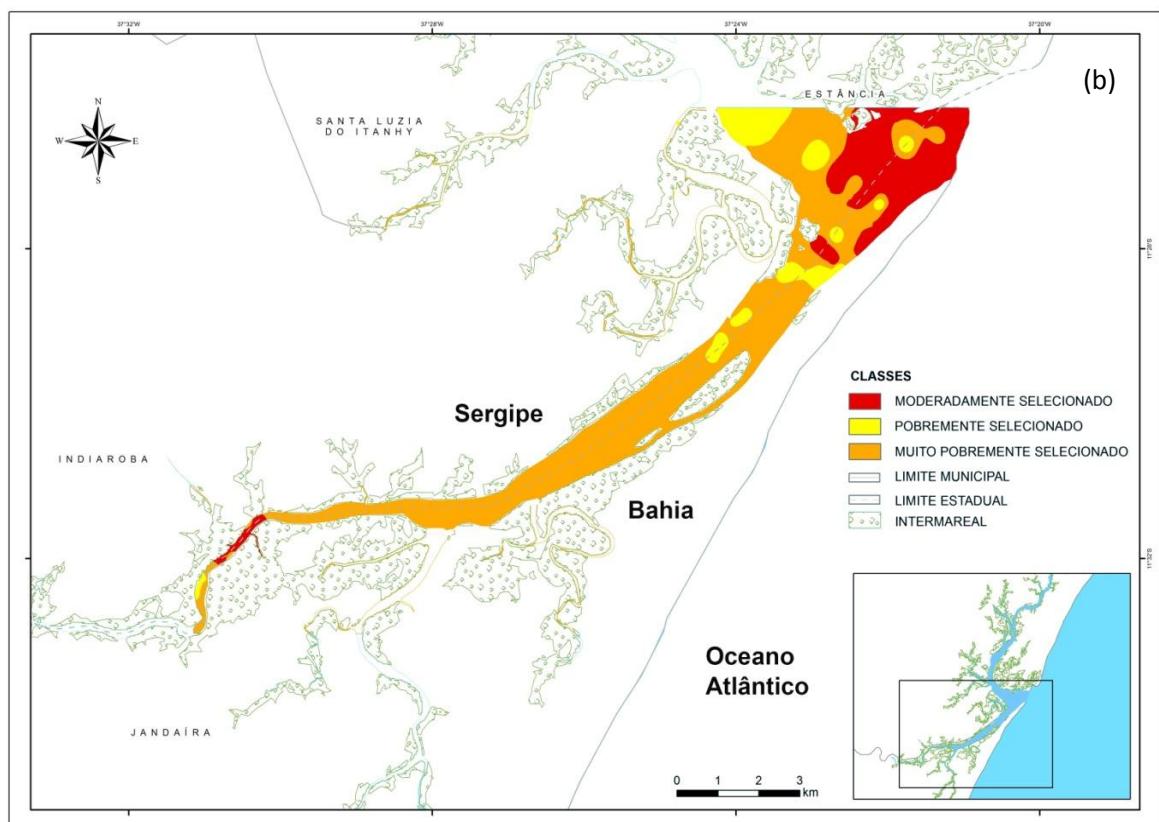
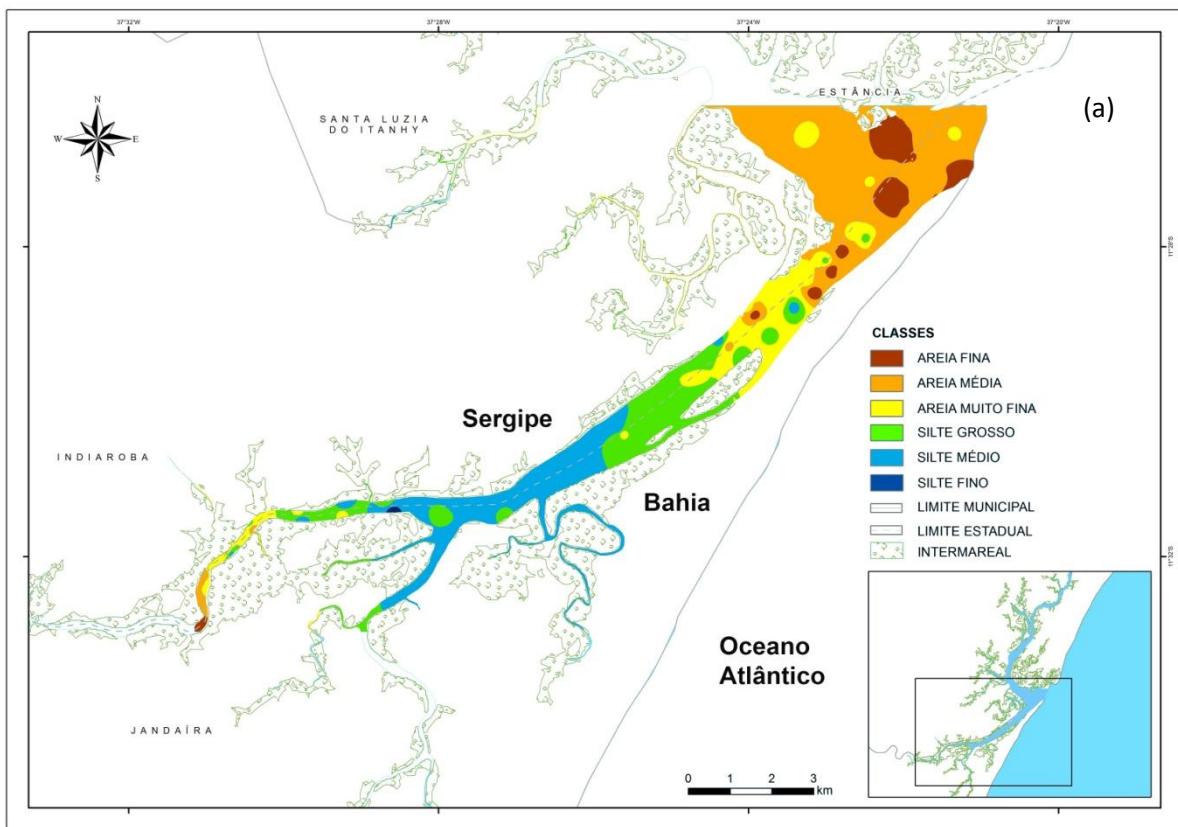


Figura 32 - Fácies textural e grau de seleção encontrada no estuário Real

Tabela 2 – Dados brutos da análise granulométrica do estuário Real.

Amostras	Classificação	Classificação	% Cascalho	% Areia	% Silte	% Argila
1	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	100,0	0,0	0,0
2	Areia fina	Moderadamente selecionado	0,0	99,4	0,1	0,5
3	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	100,0	0,0	0,0
4	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	97,0	2,6	0,4
5	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	97,1	2,5	0,4
6	Areia muito fina	Muito pobemente selecionado	0,0	69,0	28,3	2,7
7	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	99,3	0,2	0,5
8	Areia média	Pobremente selecionado	0,0	90,3	8,6	1,2
9	Areia fina	Moderadamente selecionado	0,0	94,8	4,7	0,5
10	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	100,0	0,0	0,0
11	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	99,4	0,1	0,5
12	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	99,7	0,0	0,3
13	Areia média	Moderadamente selecionado	0,1	99,9	0,0	0,0
14	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	95,8	3,7	0,5
15	Areia fina	Pobremente selecionado	0,0	84,4	9,0	6,6
16	Areia fina	Moderadamente selecionado	0,0	94,2	5,0	0,8
17	Areia muito fina	Muito pobemente selecionado	0,0	77,9	20,4	1,6
18	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	98,3	1,2	0,5
19	Areia média	Pobremente selecionado	0,0	92,1	6,5	1,4
20	Areia muito fina	Muito pobemente selecionado	0,0	68,7	27,6	3,7
21	Areia média	Pobremente selecionado	0,2	85,3	13,0	1,6
22	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	97,6	1,9	0,5
23	Silte grosso	Muito pobemente selecionado	0,8	48,0	44,3	7,0
24	Areia muito fina	Pobremente selecionado	0,0	74,2	23,3	2,6
25	Areia média	Moderadamente selecionado	0,1	95,9	3,4	0,6
26	Areia fina	Moderadamente selecionado	0,0	96,5	2,8	0,7
27	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	97,2	2,5	0,3
28	Areia média	Pobremente selecionado	0,0	91,8	7,6	0,7
29	Areia média	Pobremente selecionado	0,0	91,2	8,1	0,7
30	Areia fina	Pobremente selecionado	0,0	85,9	12,8	1,2
31	Silte grosso	Muito pobemente selecionado	0,0	54,1	43,4	2,5
32	Areia muito fina	Pobremente selecionado	0,0	81,8	16,5	1,7
33	Areia muito fina	Muito pobemente selecionado	0,0	73,6	24,5	1,9
34	Areia fina	Muito pobemente selecionado	0,0	76,2	21,8	2,0
35	Silte médio	Muito pobemente selecionado	0,0	39,8	55,8	4,4
36	Areia muito fina	Muito pobemente selecionado	0,0	68,1	29,4	2,5
37	Areia muito fina	Muito pobemente selecionado	0,0	70,7	26,6	2,7
38	Areia muito fina	Muito pobemente selecionado	0,0	60,0	37,5	2,6
39	Areia fina	Pobremente selecionado	1,2	82,3	13,6	3,0
40	Areia muito fina	Muito pobemente selecionado	0,2	76,1	21,5	2,2
41	Silte grosso	Muito pobemente selecionado	0,0	66,0	29,1	4,8
42	Silte grosso	Muito pobemente selecionado	0,0	60,5	32,6	6,9
43	Areia média	Pobremente selecionado	0,1	90,5	8,6	0,8
44	Silte médio	Muito pobemente selecionado	0,0	27,0	58,4	14,6
45	Silte grosso	Muito pobemente selecionado	0,6	41,6	46,1	11,8
46	Areia muito fina	Muito pobemente selecionado	0,2	76,1	20,7	3,1

Tabela 2 (continuação) – Dados brutos da análise granulométrica do estuário Real

Amostras	Classificação	Classificação	% Cascalho	% Areia	% Silte	% Argila
47	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	0,5	43,8	51,3	4,4
48	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	0,0	46,4	46,6	7,0
49	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	0,0	66,4	30,8	2,8
50	Silte médio	Muito pobremente selecionado	0,0	23,8	65,3	10,9
51	Silte médio	Muito pobremente selecionado	0,0	35,7	56,2	8,1
52	Silte médio	Muito pobremente selecionado	0,0	26,8	63,6	9,6
53	Areia média	Muito pobremente selecionado	16,2	74,8	8,4	0,6
54	Silte médio	Muito pobremente selecionado	0,0	26,1	63,7	10,2
55	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	0,0	50,6	44,1	5,3
56	Silte médio	Muito pobremente selecionado	0,0	37,4	53,2	9,5
57	Silte médio	Muito pobremente selecionado	0,0	25,1	67,0	7,9
58	Silte médio	Muito pobremente selecionado	0,0	27,3	67,5	5,2
59	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	0,0	48,5	44,2	7,3
60	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	0,0	59,9	35,8	4,3
61	Silte médio	Muito pobremente selecionado	0,1	24,8	56,3	18,9
62	Silte fino	Muito pobremente selecionado	0,0	20,2	62,5	17,3
63	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	0,2	47,1	47,9	4,8
64	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	0,1	36,3	58,4	5,1
65	Silte médio	Muito pobremente selecionado	0,1	39,5	44,3	16,1
66	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	0,1	73,8	23,6	2,5
67	Silte médio	Muito pobremente selecionado	0,0	40,8	50,8	8,3
68	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	0,4	52,1	41,0	6,6
69	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	0,0	41,4	52,0	6,6
70	Areia média	Moderadamente selecionado	0,5	95,0	3,9	0,6
71	Silte médio	Muito pobremente selecionado	0,0	36,5	52,9	10,6
72	Areia média	Moderadamente selecionado	0,0	95,1	4,3	0,5
73	Areia média	Pobremente selecionado	0,0	88,9	10,2	0,9
74	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	1,3	50,4	45,0	3,3
75	Areia fina	Muito pobremente selecionado	2,3	69,4	26,2	2,1

5.4 Análise dos componentes biogênicos

No estuário do Itapicuru predominaram grãos siliciclastos, em aproximadamente 82%. Dentre os biogênicos os moluscos foram os mais representativos apresentando 136 exemplares, correspondendo a cerca de 2% de ocorrência (Tabela 3). Os componentes biogênicos do sedimento apresentaram uma distribuição ao longo do estuário que sugere a influência da salinidade nos organismos que os originam. Dois destes componentes tipicamente marinhos, as algas calcárias e equinodermos, só foram observados em duas das amostradas analisadas (7 e 9). Estes dois grupos de organismos não suportam

variações de salinidade, restringindo a sua distribuição a ambientes estritamente marinhos, servindo, portanto, como marcadores biológicos desta condição no ambiente.

Igualmente ao estuário do Itapicuru, no estuário do Real predominaram grãos siliciclastos, em aproximadamente 71%. Dentre os biogênicos os moluscos foram os mais representativos apresentando 138 exemplares, correspondendo a cerca de 2,5% de ocorrência (Tabela 4). Os componentes biogênicos do sedimento apresentaram uma distribuição ao longo do estuário que sugere também a influência da salinidade. Entretanto, as algas calcárias e os equinodermos neste estuário foram observados em sete das amostradas analisadas (15 a 52), apresentando uma distribuição mais representativa estuário adentro.

Tabela 3 - Análise dos componentes biogênicos no sedimento de fundo do estuário Itapicuru. As celulas em azul indicam dominância de ambiente marinho e as cinzas de ambiente estuarino

Amostras	7	9	11	13	18	25	27	29	32	37	42	45	48	53	68	73	total	%
Alga CnG	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,0
Alga CG	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0,0
<i>Halimeda</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,0
Foraminífero	2	0	0	1	2	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	7	0,1
Briozoário	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0,1
Tubo verme	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,0
Molusco	32	13	6	18	39	10	8	2	5	0	1	0	0	1	0	1	136	2,1
Equinodermo	4	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	5	0,1
Cirripédio	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	2	0,0
Ostrácodos	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0,0
Crustáceo decápoda	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0,0
Porífera	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,0
Pelota	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0,0
Agregado	24	40	172	114	80	170	93	33	57	4	44	13	5	19	0	24	892	14,0
Frag. vegetal	17	8	6	11	49	6	0	3	7	0	1	0	1	5	0	7	121	1,9
Siliciclasto	317	327	215	255	227	214	299	360	328	395	354	387	394	375	400	369	5216	81,6
Total	400	391	400	400	400	400	400	399	400	400	400	400	400	400	400	401	6391	100

Tabela 4 - Análise dos componentes biogênicos no sedimento de fundo do estuário Real. As celulas em azul indicam dominância de ambiente marinho e as cinzas de ambiente estuarino

Amostras	15	25	32	37	40	45	52	58	60	64	71	75	80	85	total	%
Alga CnG	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0,0
Alga CG	1	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	3	0,1
<i>Halimeda</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,0
Foraminífero	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	2	0,0
Briozoário	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	2	0,0
Tubo verme	0	0	0	0	0	2	16	0	0	0	2	0	5	0	25	0,4
Molusco	11	9	13	7	10	55	11	17	0	1	0	0	3	1	138	2,5
Equinodermo	0	2	0	0	1	11	1	0	0	0	0	0	0	0	15	0,3
Cirripédio	0	2	2	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	5	0,1
Ostrácodo	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	2	0,0
Crustáceo	0	1	1	0	0	10	0	0	0	0	1	0	1	1	15	0,3
Porífera	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,0
Pelota	3	2	6	9	4	4	2	4	0	0	0	0	1	1	36	0,6
Agregado	0	1	1	0	6	31	26	4	13	10	58	0	19	1	170	3,0
Frag. vegetal	0	0	2	1	1	4	289	8	377	23	248	49	186	7	1195	21,3
Siliciclasto	385	383	374	383	376	283	51	366	10	366	91	351	185	389	3993	71,3
Total	400	400	400	400	399	400	400	400	400	400	400	402	400	401	5602	100

5.5 Difratometria de Raio-X

Neste trabalho, foi realizado o método de difratometria de raios-x nas amostras do estuário Real, devido à presença de partículas tamanho argila. A área de concentração deste material, conforme apresentado na análise de fácies textural refere-se à zona central do estuário, entre as amostras 40 e 73, o que corresponde a uma extensão de 15 quilômetros ao longo do estuário. As condições para sedimentação desses argilominerais são determinadas pelas condições de pH e salinidade no meio, tendo sido registrada salinidade entre 34 e 29, para as áreas entre as amostras descritas acima, respectivamente. As condições oceanográficas para medição da salinidade foram em maré de quadratura e ausência de vazão fluvial (registrada na estação Itanhy).

Foram identificados os argilominerais caulinita (predominante) e ilita (Figura 36). Todas as amostras coletadas estão associadas às condições climáticas. A presença da caulinita na área estudada confirma sua origem como produto da atuação dos processos intempéricos de natureza química. A presença da ilita, está, possivelmente relacionada à atuação dos processos intempéricos de natureza química mais amenos, e/ou a transformações ou floculação diferencial ou preferencial. Também a presença da ilita pode estar relacionada a possíveis mudanças mineralógicas influenciadas pela passagem da água doce para água do mar.

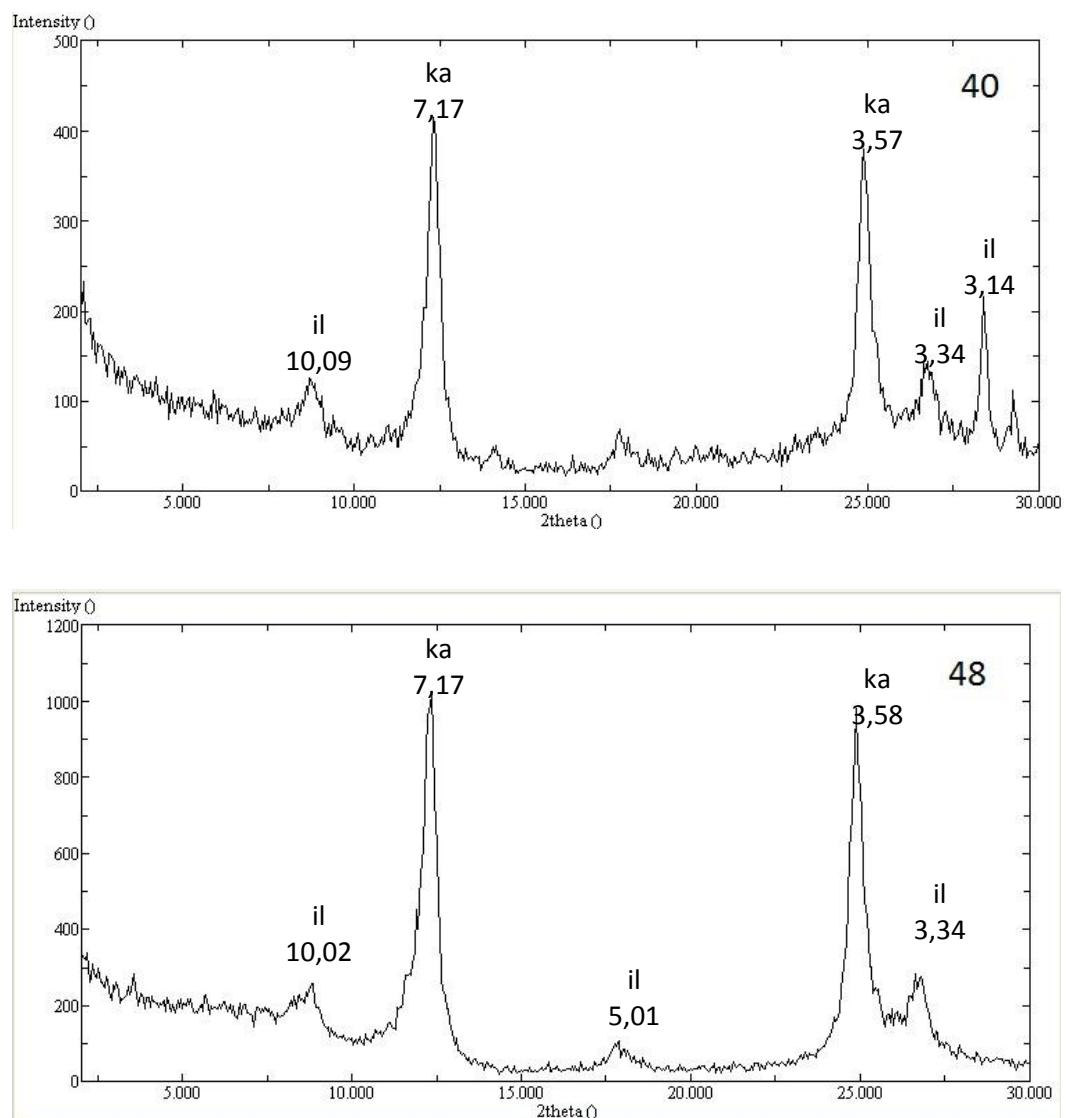


Figura 33 - Difratometria de Raios-X para o estuário Real

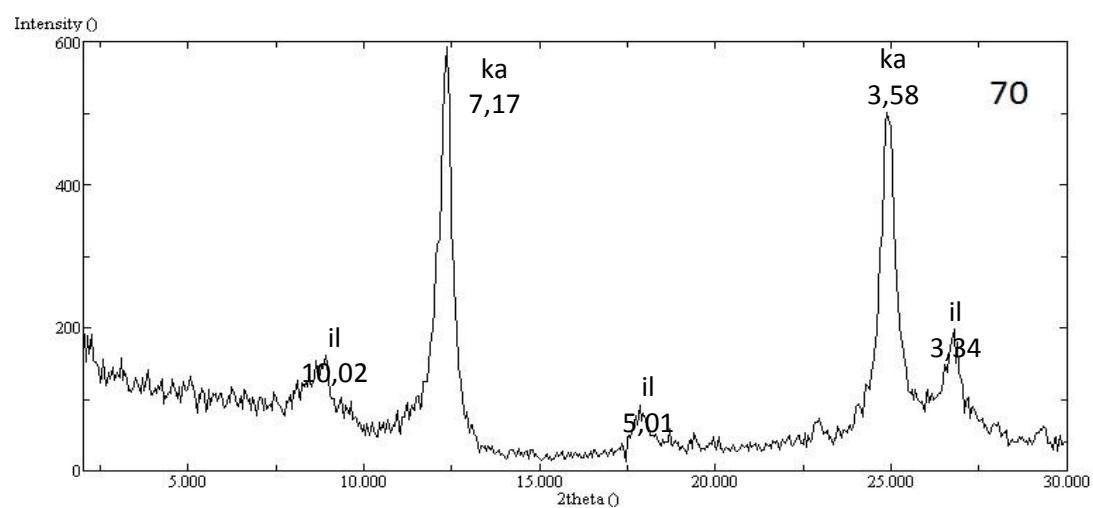
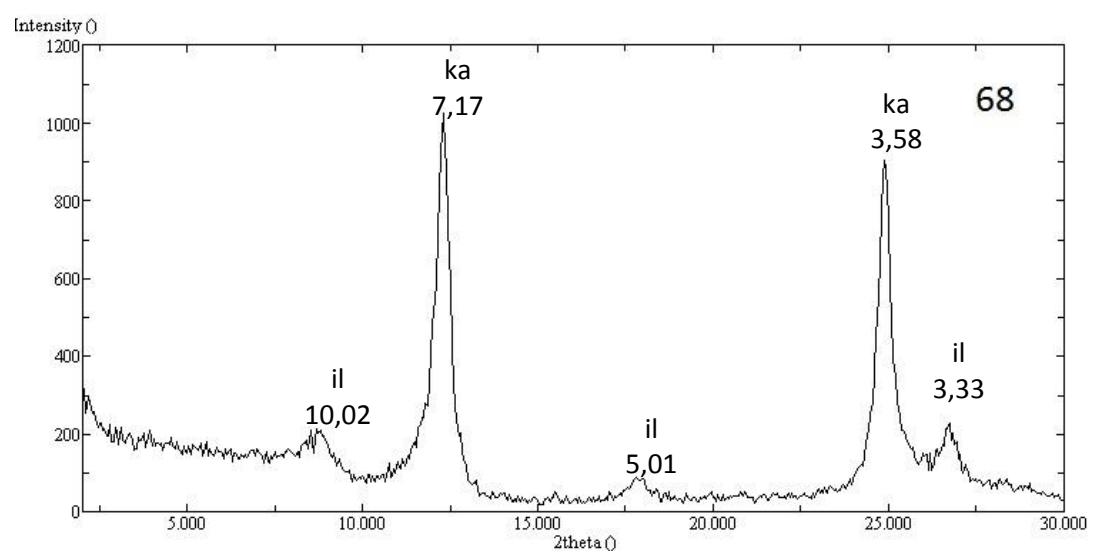
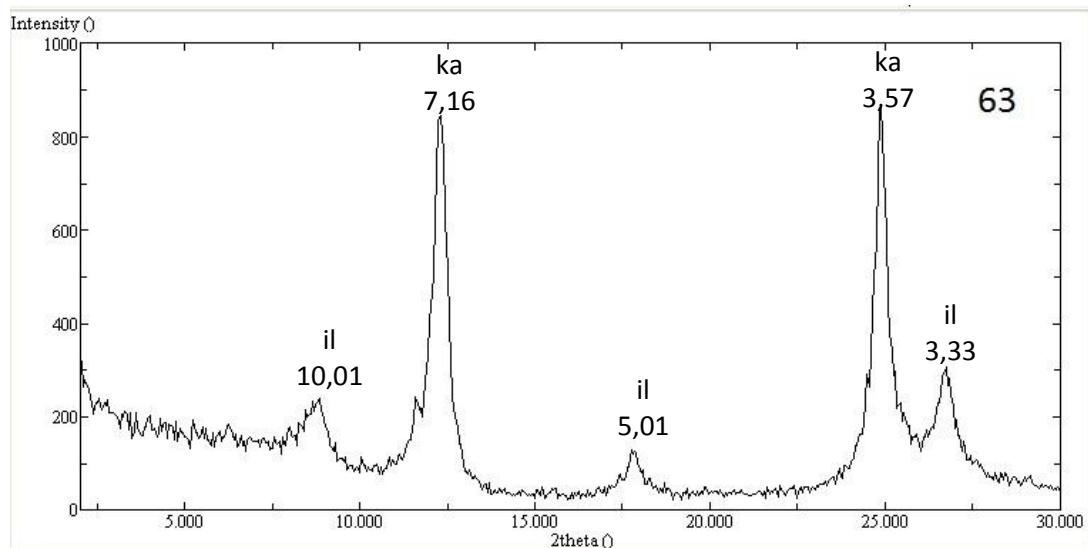


Figura 33 (continuação) - Difratometria de Raios-X para o estuário Real

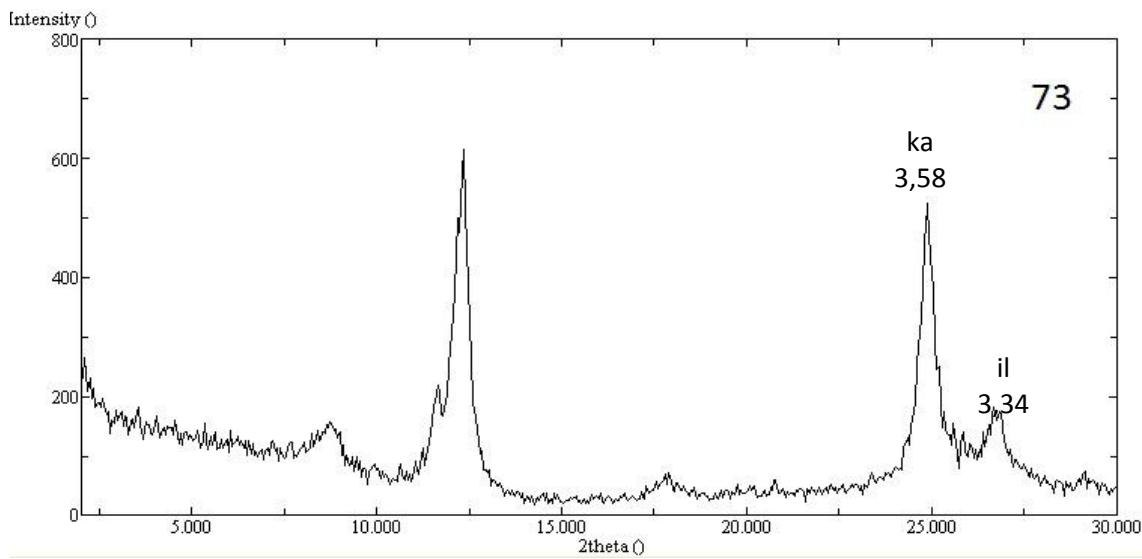


Figura 33 (continuação) - Difratometria de Raios-X para o estuário Real

5.6 Testemunhos rasos de sondagens

5.6.1 Taxa de sedimentação e datação

Por uma questão de logística foram selecionados apenas dois testemunhos de cada estuário, para serem processados quanto à descrição faciológica, análise granulométrica e isotópica. No caso do Itapicuru, utilizou os testemunhos #1 e #2 para taxa de sedimentação,

Através do método combinado do ^{210}Pb e ^{137}Cs foi possível determinar a taxa de sedimentação apresentada nos ambientes de estudo. Os dados foram descritos no sentido topo-base do testemunho (Figuras 34 a 37). Esse valor é obtido a partir da atividade calculada do ^{210}Pb em excesso, que apresentou uma atividade isotópica com valores inferiores a outros estuários mapeados no estado da Bahia. Segundo Silva (2013), essa característica se deve ao percentual de matéria orgânica e carbonatos encontrados misturados juntos ao sedimento. Para o estuário Itapicuru, foi calculada uma taxa média de $5,4 \text{ mm.ano}^{-1}$ e, para o estuário Real, de $2,8 \text{ mm.ano}^{-1}$. A distribuição desses valores ao longo da coluna de sedimento não apresenta grandes discrepâncias entre si, isto é, não houve uma mudança drástica no ritmo em que o sedimento vem sendo depositado no ambiente (Figura 39).



Figura 34 - Testemunho raso de sondagem do estuário Itapicuru

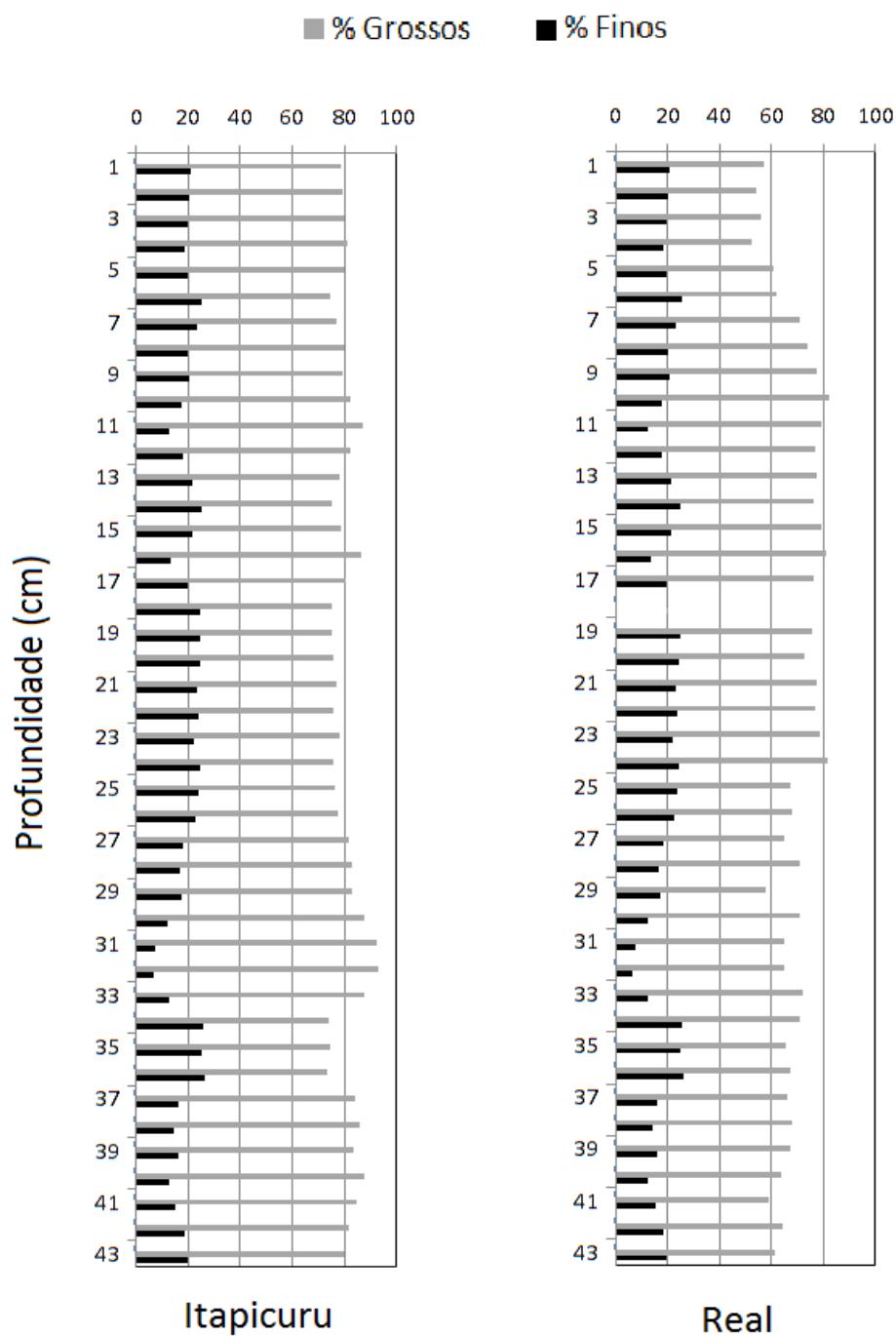


Figura 35 - Análise granulométrica dos testemunhos rasos de sondagens dos estuários Itapicuru e Real

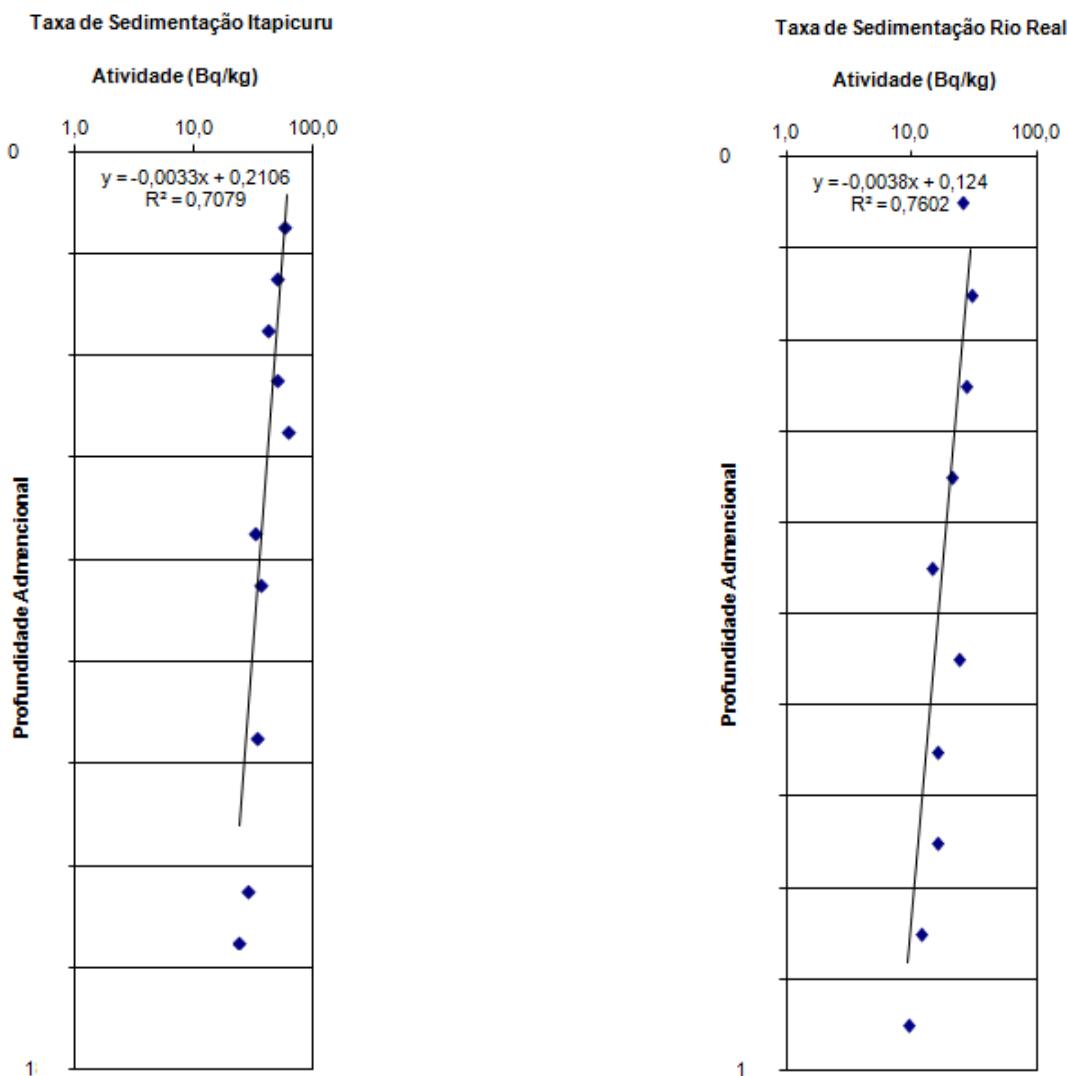


Figura 36 – Taxas de sedimentação dos Estuário Itapicuru e Real.

Foram coletadas amostras nos intervalos de 1,5 m, 1,8 m e 2,05 m, datadas pelo método ^{14}C , as idades encontradas nas conchas do estuário Real datam de 1.100 anos. Apesar da média das idades das amostras ficar em torno dos 1.100 anos, observa-se que existe uma pequena variação nas idades das mesmas. As amostras 140420 e 140418 são bastante semelhantes, já a amostra 140419 apresenta uma idade média um pouco menor que as outras duas (Figura 38).

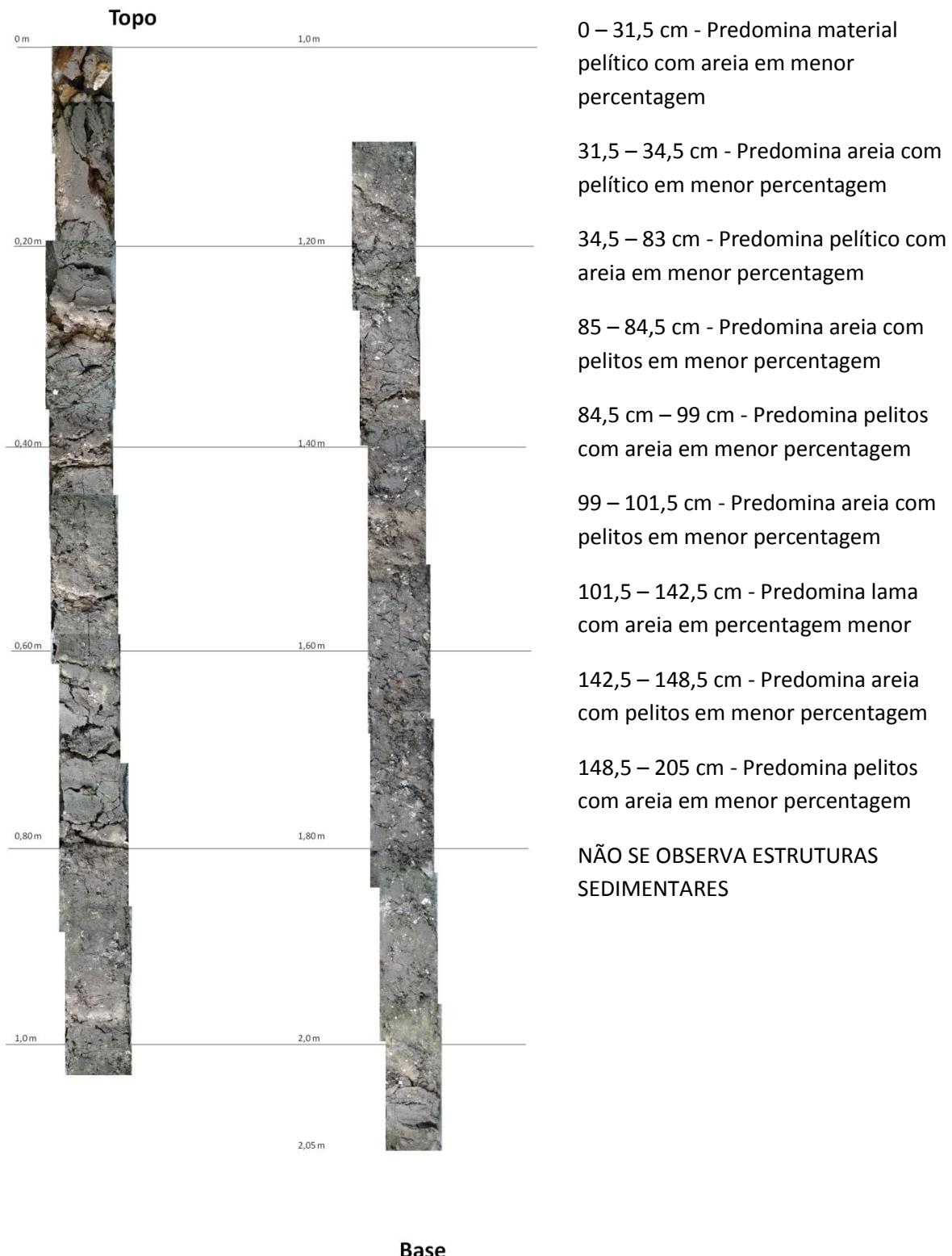


Figura 37 - Testemunho raso de sondagem do estuário Real

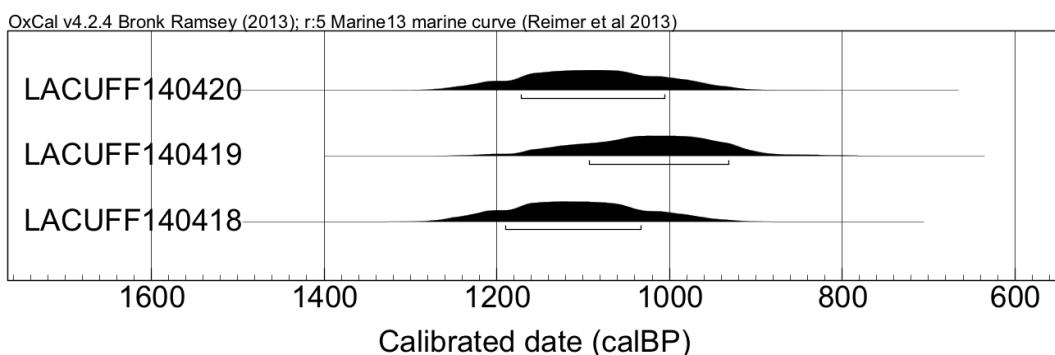


Figura 38 - Análise do ^{14}C do estuário Real

5.7 Estimativa de preenchimento sedimentar

A amostragem batimétrica estimou o volume total do estuário, visto que as profundidades foram registradas seguindo o curso principal do canal estuarino e desprezando algumas reentrâncias. Sendo assim, a estimativa de preenchimento foi realizada considerando os valores obtidos na região contemplada pela batimetria. Foram utilizados, portanto, o volume e a área da região inframareal, que está sempre inundada e representa um espaço constante de deposição de sedimento.

A partir da fórmula matemática apresentada em Lima *et al.* (2011), obteve-se a estimativa de quantos anos serão necessários para que a região estuarina do Itapicuru esteja completamente preenchida por sedimentos, atingindo o nível final de evolução de ambientes dessa natureza.

Considerando V = volume da região inframareal; ω = taxa de sedimentação; A = área da região inframareal; T = tempo de preenchimento do estuário, e aplicando a equação abaixo, onde $T = V / \omega \cdot A$. Logo, segundo essa estimativa, o estuário do Itapicuru terá sua região inframareal totalmente preenchida por sedimentos, em um período de 558 anos e, o Real, em 2.154 anos (Tabela 5).

Tabela 5 – Estimativa de preenchimento sedimentar do canal estuarino.

Estuário	Volume inframareal	ω mm.ano⁻¹ 	A 10⁶m² 	Tempo anos
Itapicuru	$4,8 \times 10^6 m^3$	$5,4 +/- 1,0$	1,6	558
Real	$2,0 \times 10^7 m^3$	$2,8 +/- 0,54$	34,5	2154

ω = taxa de sedimentação

A = área inframareal do estuário

^{210}Pb Incerteza Itapicuru = 1,0 mm/a

^{210}Pb Incerteza Real = 0,54 mm/a

6. DISCUSSÃO

6.1. Hidrologia

Descrever um ambiente estuarino sob o ponto de vista hidrológico é fundamental, visto que o regime hidrológico revela a dinâmica de escoamento de água em um canal fluvial ao longo do ano e entre diferentes anos. Esse regime é determinado por uma série de fatores, onde destacam-se o clima, a estrutura geológica da bacia, a morfologia, entre outros (Novo, 2008). Para esse trabalho, foram selecionados a descarga fluvial e a pluviosidade, especialmente pela influência desses fatores na sedimentação de um canal estuarino, objeto central desse estudo.

A vazão fluvial desponta como um fator crítico graças à sua influência no transporte de sedimentos ao longo do estuário. O aumento da vazão representa um aumento da passagem de um fluido por uma seção transversal num determinado espaço de tempo, e portanto, aumento da capacidade do corpo d'água em realizar trabalho (Santana, 2013), que nesse caso, se traduz em transporte de material sedimentar, que será parcialmente capturado (sedimentos grossos) e parcialmente ejetado (sedimentos finos).

Por esse motivo, foi realizada a descrição das vazões sob dois aspectos: médias e máximas. Ao passo que a primeira descreve o comportamento médio do rio, a segunda registra momentos específicos de alta contribuição no que diz respeito ao fornecimento de sedimento para o canal.

Portanto, apesar da deficiência de dados sobre descargas sólidas para o ambiente de estudo, uma análise indireta, tendo a concentração de sedimentos em suspensão (CSS) como parâmetro, permite estabelecer um indicativo de como essas descargas se relacionam com as descargas líquidas. A relação entre vazões máximas e CSS mostra que momentos de maior contribuição fluvial líquida propiciam o aumento da concentração de sedimentos em suspensão, que irão se depositar ao longo do canal estuarino (Figura 24)

Essa análise fornece uma visão da dinâmica de sedimentos finos, uma vez que os sedimentos grossos serão transportados por saltação. Logo, em estuários com maiores concentrações de sedimento em suspensão, deve-se esperar a ocorrência de fácies de granulação mais fina. O cenário contrário acontece no Itapicuru. A ocorrência de valores baixos dessas concentrações explica a baixa quantidade de sedimentos de granulação mais fina como silte e argila.

Paralelamente, os dados permitem inferir que os meses de fevereiro a junho possuem maior potencial para o carreamento de sedimento, voltando a apresentar uma alta em dezembro. As vazões máximas acompanham essa tendência, revelando que o estuário do Itapicuru apresenta um comportamento fluvial bimodal, isto é, apresenta alta contribuição sedimentar durante o primeiro semestre, reduzindo sua potência durante o segundo semestre do ano e voltando a elevar sua capacidade de transporte no último mês do ano, uma vez que os rios que possuem suas cabeceiras no interior do continente, como é o caso do Rio Itapicuru, são afetados pelas chuvas de verão em dezembro e apresentam elevação das descargas. Em resumo, pode-se comprovar que ocorre a descarga fluvial em ambos estuários e, esta, possui a capacidade de depositar os sedimentos trazidos do continente.

Estudos realizados em 2005 pelo IPCC mostra que a região nordeste do Brasil apresenta uma tendência de diminuição da precipitação (Figura 39), por este motivo a descarga fluvial também apresenta tendência de redução (Figura 40) se continuar este cenário, é muito provável que os estuários desta região permaneçam estável e seu preenchimento não aconteça.

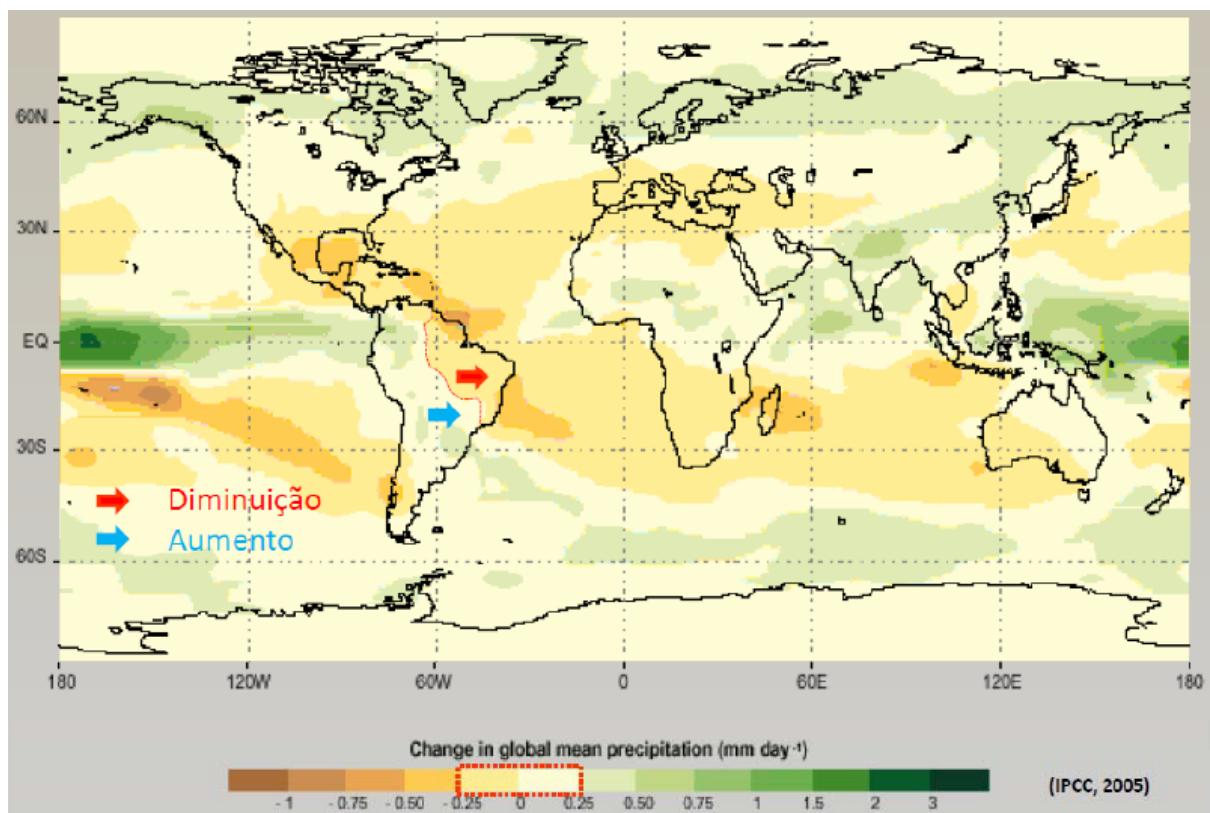


Figura 39 – tendência de diminuição da precipitação Região nordeste do Brasil

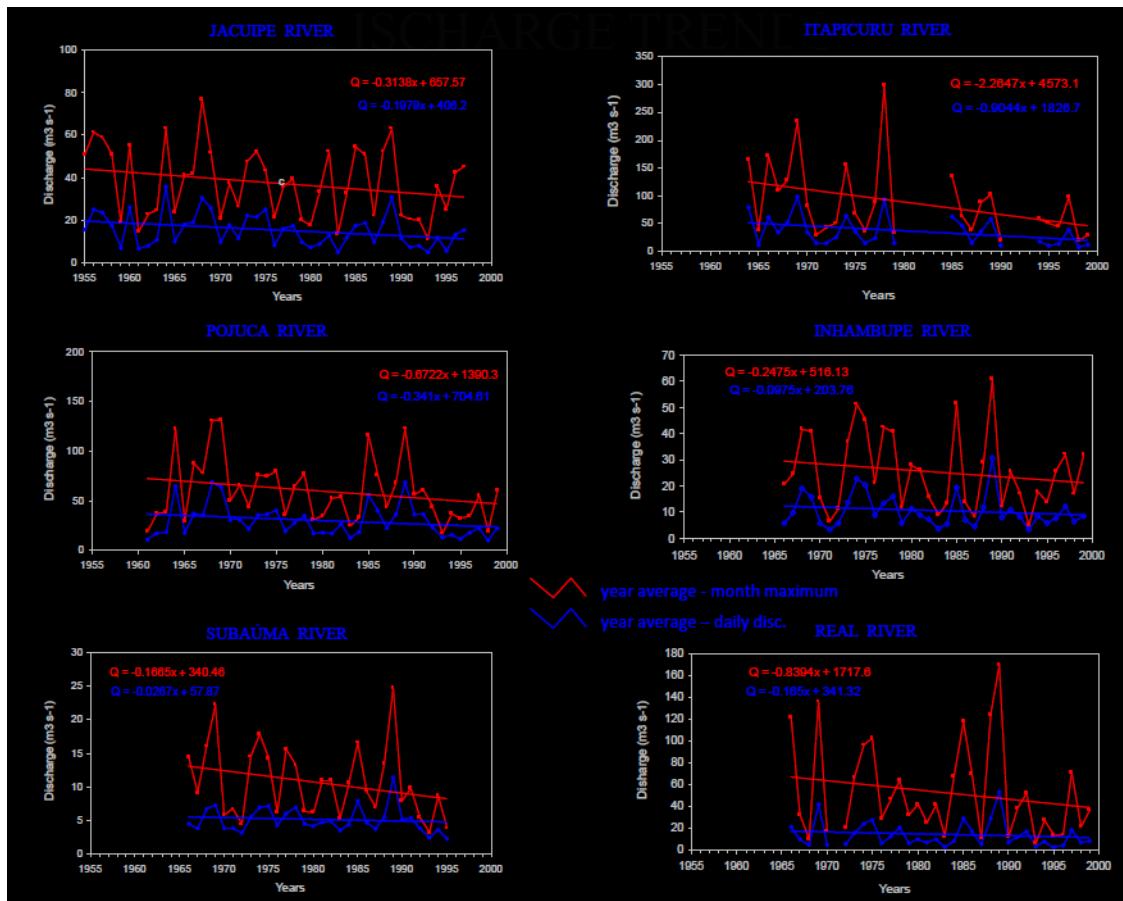


Figura 40- tendência de redução da descarga fluvial Itapicuru e Real

6.2. Batimetria

O estudo de batimetria em estuários é bastante incipiente, esse não é um parâmetro normalmente abordado em trabalhos nesse tipo de ambiente. Por isso, ainda há pouca informação a respeito de espaços de acomodação em zonas estuarinas. A investigação batimétrica se limita a regiões que possuem instalações portuárias (Lessa, 2006), registrada normalmente através de cartas náuticas que têm como finalidade a navegação, em detrimento dos processos sedimentológicos que promoveram aquela configuração.

De uma maneira geral, há maior variação transversal que longitudinal da profundidade. As bordas são rasas, por representarem locais de energia hidrodinâmica mais

baixa, já a região central registra maiores profundidades ao longo de todo o estuário, evidenciando que esse é o caminho preferencial de escavação do canal.

Apesar da predominância de locais rasos, especialmente a desembocadura, que recebe material arenoso proveniente da erosão de dunas, há quatro registros claros de locais profundos ao longo do curso estuarino. O primeiro registro de grande profundidade (da zona interna para a externa) acontece no km 4,7; associada à ocorrência de um meandro, mais especificamente na região côncava deste. Geralmente, a parte côncava de um meandro representa um local de erosão, ao passo que a parte convexa representa um local de deposição (Lima, 2007). Logo, esse aumento de profundidade está relacionado a um local de tendência erosiva forte e consequente escavação.

Entre os km 2,7 e 3,7; a partir da embocadura, existem mais três locais com marcado aumento da profundidade. Essa região compreende o intervalo entre dois bancos de areia, que parecem agir determinando o sentido preferencial do fluxo, com altas profundidades à direita deles e baixas profundidades à esquerda.

O setor entre esses dois bancos também registra altas profundidades, o que pode ser fruto da intensificação do fluxo nessa região. No entanto, as depressões localizadas entre os bancos aparecem como locais de acumulação de sedimento mais fino. Uma explicação plausível para esse cenário é a de que essas depressões tenham sido escavadas por correntes mais intensas no passado, e hoje, com o enfraquecimento dessas correntes, passaram a ser locais de deposição de sedimento fino.

6.3. Sedimento de fundo

De um modo geral, nos dois estuários objeto de estudo desse trabalho, as populações granulométricas observadas obedecem aos padrões de distribuição de fácies

estuarinas, compatível com os modelos propostos por Dalrymple et al. (1992) (Figura 6), encontrando

Para o estuário do Itapicuru, ainda que haja predominância absoluta da categoria areia, é possível perceber uma graduação da granulação mais grossa nas extremidades, para uma granulação mais fina na região central, como discutido acima.

A zona externa, de domínio marinho, apresenta principalmente sedimentos variando de areia fina a areia grossa. Essa distribuição é característica de um ambiente de energia mais alta, associado à influência das correntes de maré e da ação de ondas, visto que essa região está muito próxima ao encontro com o oceano. A intensidade dessas correntes dificulta a deposição de sedimentos mais finos, transportando esse tipo de material para a área interna adjacente. A presença de areia grossa, que não acontece mais ao longo do canal, é consequência da erosão de um sistema de dunas que se encontra nessa região, nas proximidades de Siribinha, evidenciada pelo tombamento dos coqueiros ali presentes e já reportada na literatura (Almeida et al. 2003). Além disso, a ocorrência de areia grossa e média na região da desembocadura sugere a associação de fontes litorâneas próximas, como praias e a plataforma continental interna (Zem et al. 2005).

Na zona central, há predominância de areia muito fina, com ocorrências pontuais de silte grosso (praticamente inexistente em outras partes do canal). Essa distribuição está relacionada à diminuição da energia nesse setor. A hidrodinâmica parece estar condicionada às correntes de maré já com menor intensidade e correntes residuais, o que resulta num ambiente mais calmo que favorece a deposição de sedimentos mais finos. Isso porque o decréscimo da velocidade das correntes fluviais e marinhas diminui a capacidade de transportar sedimentos por saltação e arrasto (Zem et al. 2005). Percebe-se nessa região um alargamento da superfície intermareal, quando comparada à zona externa. Logo, esse setor é caracterizado tanto pelo decréscimo da ação de correntes quanto pela necessidade das águas se distribuírem numa maior superfície de inundação.

A zona interna, de característica fluvial volta a apresentar sedimentos com textura mais grossa. Nessa parte do canal, os processos de transporte e sedimentação são influenciados basicamente pela descarga fluvial. Há de se pontuar a ocorrência de uma série de ramificações que acontecem nesse setor, trazendo ao canal principal contribuições de tributários menores, na forma de correntes fluviais. Nesse setor, em uma posição bastante interna, foi encontrada a única amostra de silte médio, o que sinaliza uma região de menor energia e com um tipo de sedimento não mais encontrado ao longo do estuário Itapicuru. Comparando os resultados com os dos Real observa-se que este último apresenta nitidamente partículas sedimentares mais finas, no intervalo areia média até silte, com um maior número de classe na fração silte que o estuário Itapicuru (Figuras 41, e 42).

Ambos estuários apresentam sedimentos muito pobremente selecionados em toda a zona central, o que diz respeito a um sedimento formado pela interação entre a contribuição fluvial e a contribuição marinha. A mistura entre o material depositado durante o desenvolvimento do estuário e o material transportado pelas correntes marinhas e/ou fluviais resulta em má seleção, com ocorrência de diferentes frações granulométricas (D'Agostini, 2005). As regiões interna e externa, apresentam melhor seleção (quando comparadas à zona central), com uma variação entre pobremente e moderadamente selecionado. Próximo à embocadura há a ocorrência de uma pequena região com sedimento bem selecionado, o que está associado à erosão de um sistema de dunas, próximo à foz do Rio Itapicuru, que fornece um material arenoso com alto grau de seleção.

De uma maneira geral, os estuários apresentam um ambiente de hidrodinâmica elevada, granulação maior nos extremos e predominância significativa da fração areia ao longo de todo o canal. A presença de areia adentrando o ambiente estuarino sinaliza uma maior capacidade hidrodinâmica do meio marinho frente ao meio fluvial. Na pirâmide de Shepard, que utiliza como parâmetro a textura, vimos as amostras divididas basicamente em duas categorias: areia ou arenito e areia siltica. A categoria da classe de tamanho areia ou arenito é dominada pelas amostras da zona interna do estuário, enquanto a categoria de

areia siltica reune principalmente as amostras das zonas central e externa. Ou seja, a zona interna possui sedimentos de granulação levemente mais grossa que as outras zonas. A influência da hidrodinâmica é corroborada pela análise do diagrama de Pejrup, onde as amostras se dividiram basicamente entre os grupos A-IV (hidrodinâmica muito alta, 90 a 100% de areia) e B-IV (hidrodinâmica muito alta, 50 a 90% de areia), com raras ocorrências em outros grupos. Mais uma vez, houve uma divisão entre os sedimentos da zona interna (grupo A-IV) e os sedimentos das zonas central e externa (grupo B-IV). Essa configuração sugere que os sedimentos da zona interna estão expostos a uma energia um pouco maior, o que justifica o padrão encontrado na pirâmide de Shepard.

Essa análise fornece uma visão da dinâmica de sedimentos finos, uma vez que os sedimentos grossos serão transportados por arrasto ou rolamento e saltação. Logo, em estuários com maiores concentrações de sedimento em suspensão, deve-se esperar a ocorrência de fácies de granulação mais fina. O cenário contrário acontece no estuário Itapicuru. A ocorrência de valores baixos dessas concentrações explica a baixa quantidade de sedimentos de granulação mais fina como silte e argila, neste aspecto o Real se distingue por apresentar um percentual de finos bem superior ao estuário Itapicuru, isto reflete no mecanismo de transporte atuante nestes ambientes. No Real predomina transporte em suspensão e saltação, no Itapicuru predomina arrasto e rolamento, com saltação em segundo plano.

Paralelamente, os dados permitem inferir que no Itapicuru, os meses de fevereiro a junho possuem maior potencial para o carreamento de sedimento, voltando a apresentar uma alta em dezembro. No Real este aspecto está presente nos meses de maio a julho. As vazões máximas acompanham essa tendência, revelando que o estuário do Itapicuru apresenta um comportamento fluvial bimodal, isto é, apresenta alta contribuição sedimentar durante o primeiro semestre, reduzindo sua potência durante o segundo semestre do ano e voltando a elevar sua capacidade de transporte no último mês do ano, uma vez que os rios que possuem suas cabeceiras no interior do continente, como é o caso do Rio Itapicuru,

são afetados pelas chuvas de verão em dezembro e apresentam elevação das descargas. O rio Real apresenta característica unimodal, com uma maior contribuição sedimentar concentrada nos meses de maio, junho e julho, sendo diminuída nos meses restantes.

A intensidade dessas correntes no ambiente estreito dificulta a deposição de sedimentos mais finos, transportando esse tipo de material para a área interna adjacente. A presença de areia grossa, que não acontece mais ao longo do canal, é consequência da erosão da região costeira adjacente, que pode ser: dunas, cordões litorâneos, praias, plataforma continental interna (Zem et al. 2005). Almeida et al, (2013) citam o tombamento dos coqueiros como evidência da erosão do sistema de dunas nas proximidades de Siribinha, como provável fonte de sedimentos da fração areia para o estuário Itapicuru.

Comparando os resultados com os dos Real observa-se que este último apresenta nitidamente partículas sedimentares mais finas que os outros dois estuários, no intervalo areia média até silte, com um maior número de classe na fração silte que os estuários (Itapicuru) e por conseguinte a hidrodinâmica do real é menor que a dos outros dois estuários.

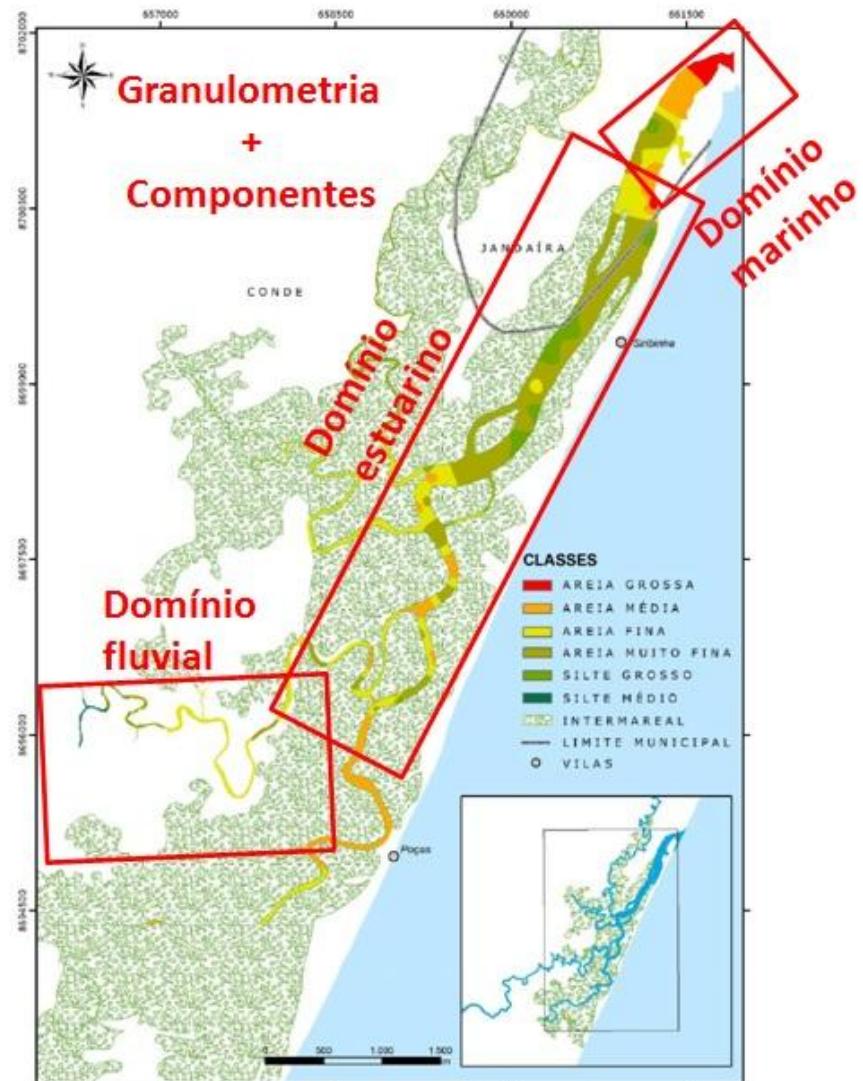


Figura 41 – Compartimentação dos domínios no estuário Itapicuru baseado no modelo de Darlymple (et al. 1992), a partir de dados de granulométricos e componentes biogênicos

Sedimentação estuarina

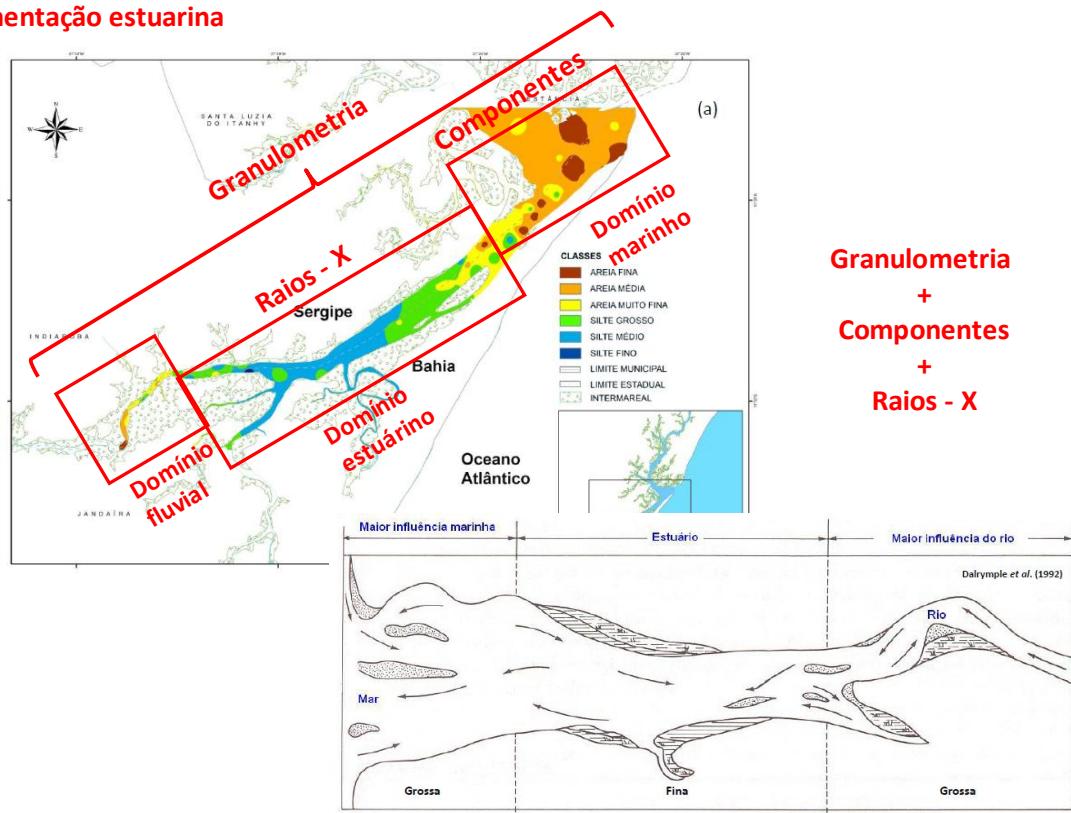


Figura 42 – Compartimentação dos domínios no estuário Real baseado no modelo de Darlymple (et al. 1992), a partir de dados de granulométricos, componentes biogênicos e Raios-X

Outro fator que é muito importante de ser considerado é a composição química do material sedimentar. Em um estuário, a composição mineralógica registra o tipo de ambiente ao qual o sedimento está associado, a composição siliciclástica é típica de um ambiente fluvial, ao passo que a carbonática é de origem marinha (McAnally & Mehta, 2001). Essa observação possibilita discutir a distribuição para além do efeito hidrodinâmico.

Em termos granulométricos, considera-se sedimentos com propriedades coesivas (capacidade de agregar), aqueles cujos diâmetros característicos são inferiores a 63 µm. Esta afirmação foi feita com base nos estudos de Wentworth (1922). Estudos mais recentes demonstram que a coesão dos sedimentos finos, aumenta à medida que a dimensão da

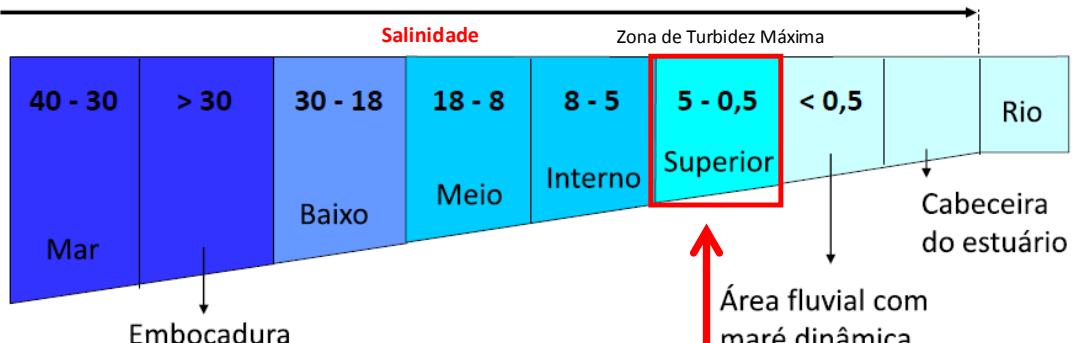
partícula diminui, e esta cessa para diâmetros superiores a 40 μm (McAnally & Mehta, 2001; 2002). Portanto, a fração de silte grosso não participa do processo de floculação.

O processo de floculação é um fenômeno comum em sedimentos pelíticos (silte e argila) que consiste na agregação das partículas menores para formar partículas maiores (flocos), aumentando em consequência a sua velocidade de decantação. Este fenômeno ocorre, quando as partículas de argilominerais em meio fluvial são lançadas em ambiente marinho (Thill, et. al. 2001). A floculação das partículas ocorre como resultado das trocas iônicas. A maior parte das pequenas partículas presentes na água apresenta uma carga de superfície negativa. Quando duas partículas se aproximam, a repulsão eletrostática evita o seu choque. Esta carga negativa, quando em água salobra, é contrabalançada por uma nuvem de íons positivos à sua volta, criando-se uma dupla camada elétrica. Assim as partículas podem se aproximar o suficiente para que as forças de atração gravitacional (van der Waals) se tornem ativas e suplantem as forças repulsivas (Fernandes, 2001; McAnally & Mehta, 2001).

Meade (1972) evidencia que a floculação ocorre a partir da salinidade entre 1 ups e é completa para valores acima de 2,5. Porém, este processo pode ocorrer irregularmente, em diferentes tipos de argilas, em resposta ao teor salino na água (Krone, 1978; Whitehouse *et al.* 1960). Como por exemplo, nos minerais de caolinita, ilita e montmorilonita (Figura 43).

Por que o estuário Real apresenta acumula tanto sedimento fino?

Largura → sedimentação química (flocação)



Adaptado de McLusky (1993)

· comportamento dos diferentes minerais de argilas em contato com a água salobra (Krone, 1978; Whitehouse *et al.*, 1960).

	Início da Flocação (1)	Final da Flocação (2)
	Salinidade	Salinidade
caolinita	0,6	4
ilita	1,1	4
montmorilonita	2,4	35

(1) – Krone 1978 e (2) – Whitehouse *et al.* (1960)

Figura 43 – comportamento dos diferentes minerais de argilas em contato com a água salobra (Krone, 1978; Whitehouse *et al.*, 1960).

6.4. Taxa de sedimentação

Uma vez que a determinação da taxa de sedimentação é feita a partir da análise de radionuclídeos, o tipo de sedimento coletado é de fundamental importância. A fixação desses radionuclídeos se dá em material lamoso e, por essa razão, apenas 10 dos 40 cm de material coletado no testemunho foram efetivamente analisados, visto a predominância de material arenoso no estuário do Itapicuru.

A taxa média de sedimentação encontrada ($\omega = 5,4 \text{ mm.ano}^{-1}$) caracteriza, portanto, aproximadamente 20 anos de sedimentação da região de estudo. Os valores encontrados nas diferentes camadas do testemunho não apresentaram grande variabilidade ao longo dos

anos, com pequenas oscilações em torno da média, ou seja, não houve registro de uma intervenção significativa no processo de sedimentação, que poderia existir na forma de um barramento ou de aumento da erosão por pressão antrópica. Esse tipo de alteração na velocidade de sedimentação já foi apresentado algumas vezes na literatura (Lima *et al.*, 2011; Luiz-Silva, 2012), porém, não ocorre no caso do Itapicuru.

A análise dos dados permite concluir que a produção de sedimentos na Bacia do Itapicuru é relativamente alta e esse padrão deve estar associado a uma alta suscetibilidade à erosão e à competência hídrica que essa bacia apresenta, se destacando entre as bacias do Litoral Norte do Estado da Bahia no que diz respeito à descarga fluvial.

O estudo das taxas de sedimentação ainda está num nível inicial, sendo pouco frequente na literatura esse tipo de abordagem, tanto em nível nacional quanto internacional. De um modo geral, os estuários que já foram contemplados com cálculos de taxas de sedimentação, assim como o do Itapicuru, apresentam taxas com a ordem de grandeza de poucos milímetros por ano, variando entre 1,2 e 17 mm.ano⁻¹. No Brasil, pode-se destacar alguns trabalhos em diferentes estuários, tais como Saito *et al* (2001) no complexo estuarino Cananéia-Iguape, Santos (2007) no estuário do Rio São Francisco e Luiz-Silva *et al.* (2012) no sistema estuarino de Santos-Cubatão.

Alguns outros trabalhos apresentam a perspectiva das alterações recentes nas taxas de sedimentação apresentadas ao longo do tempo como consequência de intervenção antrópica. Entre os locais estudados estão a Baía de Guanabara e Sepetiba (Godoy *et al*, 1998), a Baía de Todos os Santos (Argollo, 2001) e a Baía de Paranaguá (Souza *et al.*,2001).

É importante ressaltar que a comparação com esses estudos deve ser bastante cuidadosa e feita apenas sob o ponto de vista qualitativo, por dois motivos: não houve alteração recente nas taxas apresentadas pelo estuário do Itapicuru, e pelo fato desse estuário possuir dimensões extremamente menores que os supracitados, inviabilizando uma

comparação quantitativa. Esse tipo de análise é também muito pouco abordado em outros lugares do mundo, restringindo-se às baías de grande dimensão. As tabelas 7 e 8 apresentam uma síntese dos trabalhos que contemplam cálculos de taxas de sedimentação no Brasil e no mundo, respectivamente.

Tabela 6 – Taxas de sedimentação apresentadas na literatura, em trabalhos realizados no Brasil.
Adaptado de Lima (2011).

Estuário	País	Taxas (mm.ano⁻¹)	Referências
Cananéia-Iguape	Brasil	5,0 – 10,0	Saito <i>et al.</i> (2001)
São Francisco	Brasil	16,6	Santos (2007)
Caravelas	Brasil	6,68	Neto (2008)
Jacuípe	Brasil	3,7 – 6,0	Lima (2011)
Santos-Cubatão	Brasil	1,7	Luiz-Silva <i>et al</i> (2012)
Ravenglass/Windscale	Inglaterra	2,0 – 7,0	Aston & Stanners (1981)
Brahmaputra	Índia	14,7	Goodbred & Kuehl (1998)
Hudson	EUA	13,0 1,0	Woodruff <i>et al.</i> (2001) McHugh <i>et al.</i> (2004)
Vigo	Espanha	1,1 – 4,4	Perez-Arlucea <i>et al.</i> (2005)
Ho Havn	Dinamarca	0,3 – 9,0	Madsen <i>et al.</i> (2007)
Vermelho	Vietnã	3,0 – 14,0	Van Santen <i>et al.</i> (2007)
Tagus	Portugal	0,1 – 7,0	Van der Schriek <i>et al.</i> (2007)

6.5. Estimativa de preenchimento sedimentar

Para a região estudada, resta um volume inframareal (seção que acomoda sedimento continuamente, sem influência da variação da maré) da ordem de $4,8 \times 10^6 \text{m}^3$ (Itapicuru) e $2,0 \times 10^6 \text{m}^3$ (Real). Esse valor, relacionado à taxa de sedimentação de $5,4 \text{mm.ano}^{-1}$ (Itapicuru) e $2,8 \times 10^6 \text{m}^3$ (Real) e à área do estuário de $1,6 \times 10^6 \text{m}^2$ (Itapicuru) e $34,5 \times 10^6 \text{m}^2$ (Real), fornece uma estimativa de preenchimento do canal estuarino nos próximos 558 anos (Itapicuru) e 2.150 anos (Real). Isso significa dizer, que mantendo-se as condições de sedimentação nessa região, em menos de 600 anos e 2.200 anos respectivamente elas perderão a sua capacidade de reter parcialmente sedimentos e alcançará o estágio final de evolução, em que os sedimentos fluviais são lançados diretamente na plataforma interna.

Logo, colocando a região de estudo dentro de um contexto de ciclo de vida de um ambiente dessa natureza, pode-se afirmar que se trata de um estuário em avançado estágio de desenvolvimento, isto é, alto nível de preenchimento.

Uma comparação análoga a outros locais no Brasil e no mundo é ainda bastante incipiente, pois poucos canais estuarinos dispõem de cálculos de taxas de sedimentação. De modo geral, os trabalhos já realizados demonstram que a natureza das taxas de sedimentação estuarina apresenta ordem de grandeza de poucos milímetros por ano, em ambos os estágios de evolução do nível do mar. Santos (2007) verificou uma taxa de sedimentação de 16 mm.ano^{-1} no estuário do rio São Francisco (entre Sergipe e Alagoas) nos últimos 20 anos com testemunhos retirados de uma área de manguezal. Saito et al. (2001) encontraram a taxa de 5 a 10 mm.ano^{-1} no complexo estuarino Cananéia-Iguape (SP). Madsen et al. (2007) verificaram que nos últimos 300 anos um pequeno estuário no Mar do Norte (Dinamarca) experimenta uma taxa de sedimentação de $\sim 1,2 \text{ mm.ano}^{-1}$.

Quando esses valores em milímetros por ano são superados geralmente ocorre progradação do leito e a formação de deltas (Corbett et al. 2004).

Em demais lugares no mundo, as taxas de sedimentação estuarina são também restritas e refletem o cenário encontrado no Brasil; apenas grandes baías dispõem de cálculos de taxas de sedimentação e o aumento destas foi também provocado pela influência humana nas últimas décadas. Na baía de Chesapeake (costa leste estadunidense), a taxa de sedimentação é de cerca de 12 mm.ano^{-1} na cabeceira, uma modesta taxa de 3 mm.ano^{-1} no meio da baía e uma taxa intermediária de 8 mm.ano^{-1} na embocadura. A principal descarga de sedimento na cabeceira dessa baía é trazida pelo rio Susquehanna, enquanto que, na embocadura, a proveniência dos sedimentos é de origem marinha (Officer et al. 1984). Não foi possível comparar se as taxas de sedimentação são significativamente mais altas por setores nos estuários, seja aproximando-se da cabeceira ou da embocadura, devido no leito estuarino predominar a fração areia e por essa dificultar a fixação dos radionuclídeos necessários à investigação geocronológica estabelecida.

Rios com extensas bacias hidrográficas e elevada precipitação pluviométrica dispõem de grande volume de sedimentos para os estuários a ponto de preencherem rapidamente. Já em casos com descargas superiores a $200.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ como do rio Amazonas, verifica-se que os sedimentos são atualmente lançados diretamente no mar, com pouca sedimentação na embocadura (apenas 10 mm.ano^{-1}), que a partir da plataforma continental interna a taxa é de 60 cm.ano^{-1} (Dukat & Kuehl 1995), enquanto que na plataforma externa a taxa é altíssima, da ordem de 5 a 15 m.ano^{-1} (Kuehl et al. 1986).

6.6 Considerações ambientais

O preenchimento ou extinção de um estuário está relacionado a uma série de fatores que vão desde o aporte de sedimentos continentais e marinhos até o nível relativo do mar, que pode agir acelerando ou retardando a tendência ao assoreamento motivada

pela sedimentação (Santos et al. 2011). Esse preenchimento traz desde alterações morfológicas até impactos no campo social, ao interferir nas relações que as comunidades costeiras possuem com esses ambientes. Entre as consequências pode-se destacar o impacto ambiental, visto que essas comunidades são ambientes que recebem uma série de espécies marinhas e fluviais para fins de reprodução e/ou desenvolvimento larval; o impedimento à navegação e às atividades turísticas, a ameaça ao sustento de comunidades tradicionais que vivem dos recursos pesqueiros, entre outros aspectos (Flemer & Champ, 2006; Lima et al. 2011).

A costa do Brasil possui uma larga evidência de estuários extintos, como consequência da regressão a que foi exposta nos últimos 6000 anos (Angulo et al. 2006). Há registros, na literatura, de evidências geomorfológicas que registram a presença de paleo-estuários em diferentes conformações ao longo da costa brasileira. Tanto na retaguarda de barreiras arenosas associadas aos principais deltas brasileiros (Dominguez et al. 1992), como em locais que não registram a ocorrência de deltas na desembocadura (Caruso Junior, 1993).

Contudo, ainda há uma enorme carência de estudos em regiões estuarinas que forneçam dados como volume, que se traduz em espaço de acomodação de sedimento e possui uma relação inversamente proporcional com o tempo de preenchimento (maior volume, menor tempo de preenchimento). Esse trabalho é o primeiro que realiza esse tipo de investigação para os estuários do Itapicuru e Real.

A influência humana pode agir no sentido de intensificar o processo de erosão e consequentemente aumentar a taxa em que o sedimento se deposita na região, reduzindo ainda mais o tempo de preenchimento desta, conforme registrado no estuário Jacuípe naquela mesma região (Lima, et al. 2011), também na baía de Sepetiba (RJ). No entanto, apesar da taxa de sedimentação ser um fator de extrema importância, outros parâmetros devem ser agregados a essa discussão, como processos tectônicos, a importação de

sedimentos, a produção de sedimentos autóctones e as variações do nível relativo do mar. Estudos dessa natureza devem ser encorajados, visto que o desaparecimento de um ambiente de estuário representa um impacto não apenas do ponto de vista ambiental como também humano.

No aspecto ambiental, deve-se destacar a atuação dos estuários como reguladores do balanço sedimentar em zonas costeiras, além da importância biológica, uma vez que esses ambientes servem de habitats para uma enorme quantidade de espécies, seja para fins de reprodução, desenvolvimento larval ou durante todo o ciclo de vida.

Além disso, é fundamental considerar a importância que esses ambientes têm para as comunidades tradicionais que habitam seu entorno, tendo nele a base do seu sustento, seja pela pesca ou pela atividade turística que estes locais desenvolvem. Para o Itapicuru, essa é uma realidade bem marcante, sendo esse estuário a base de arrecadação dos habitantes de Poças, que tem na pesca sua principal atividade econômica, e Siribinha, que sobrevive do potencial turístico da região, usando a navegação através do canal estuarino como principal forma de locomoção de visitantes (CRA, 2003; CRA, 2005).

7. CONCLUSÕES

Esse trabalho caracterizaram os estuários Itapicuru e Real, localizados no Litoral Norte do estado da Bahia, com base em parâmetros nunca antes estudados para essa região. A fim de avaliar o processo de preenchimento sedimentar e estimar o tempo necessário para que o estuário atinja o estágio final de evolução, foram coletados dados de batimetria e taxa de sedimentação, ainda pouco presentes na literatura. A análise desses dados permitiu concluir o seguinte:

- A região estudada demonstra que anualmente os rios Itapicuru e Real apresentam descargas fluviais capazes de contribuir com a entrada de sedimentos continentais no interior dos estuários.
- Os estuários Itapicuru e Real são relativamente, rasos entretanto, ainda existem profundidades que permitem a acumulação de sedimentos no interior dos mesmos.
- As fácies sedimentares encontradas (textural, composicional e mineralógica) obedecem ao padrão de sedimentação de um estuário normal, estabelecido por Dalrymple et al. (1992).
- Os métodos geocronológicos demonstram que ainda ocorre sedimentação no interior dos estuários, com taxa média de sedimentação, no Itapicuru de $5,4 \text{ mm.ano}^{-1}$ e, no Real, de $2,8 \text{ mm.ano}^{-1}$.
- A análise pelo método ^{14}C no estuário Real demonstrou que nos últimos 1.100 anos, a zona central era cerca de 2 m mais raso que o atual, tendo sido preenchido por sedimentos finos.
- A estimativa de preenchimento sedimentar coloca esses estuários com uma área de estágio avançado de evolução, restando-lhes apenas o fator tempo de preenchimento, estimado em 558 anos (Itapicuru) e 2150 anos (Real).
- Todas essas variáveis juntas, corroboram que os estuários Itapicuru e Real apresentam características de avançado estágio de preenchimento sedimentar, mas, ainda compota no seu interior, a capacidade de aprisionar sedimentos fluviais e marinhos, sem serem lançados diretamente no oceano. Seu estágio final de evolução não foi ainda atingido.

8. REFERÊNCIAS

ALMEIDA, A. A.; ARAÚJO, F. M.; RIBEIRO, S. H. S.; PEREIRA, A. M. S.; SAMPAIO, F. S. 2003. Geomorfologia da região de Sirinha, município de conde – Litoral Norte do Estado da Bahia. In: II Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa.

ANA . 2004 Agência Nacional de Águas

ANGULO, R.J., LESSA G.C., SOUZA M.C. 2006. A critical review of the mid- to late Holocene sea-level fluctuations on the eastern brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, Londres, 25 (5-6), pp. 486-506.

ARGOLLO R. M. 2001. Cronologias de sedimentação recente de de deposição de metais pesados na Baía de Todos os Santos usando ^{210}Pb e ^{137}Cs . Tese de Doutoramento em Geofísica, Universidade Federal da Bahia, 104 p.

BAHIA, 1976. Governo do Estado da Bahia, Secretaria de Indústria e Comércio, Coordenação de Fomento ao Turismo. Plano Diretor. Salvador

BAHIA. 1995. Plano Diretor de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Itapicuru. Secretaria de Recursos Hídricos, Saneamento e Habitação – Superintendência de Recursos Hídricos. Documento Síntese. Salvador, Maio de 1995.

BARBOSA JSF & DOMINGUEZ JML. 1996. Mapa Geológico do Estado da Bahia. Texto Explicativo. Salvador: Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Salvador-BA, 382 pp..

BENOIT, G., ROZAN, T.F. 2001. ^{210}Pb and ^{137}Cs dating methods in lakes: a retrospective study. *J. Paleolimnol.* 25, 455–465.

BITTENCOURT, A.C.S.P., MARTIN, L., VILAS BOAS, G.S. e FLE- XOR, J.M. 1979. Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil). In: Suguió et al. (eds.), Proceedings, 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary”, São Paulo, p. 232 – 253.

BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M.; MARTIN, L., Excursão sobre as formações quaternárias do litoral da região de Salvador. In: Simp. Inter. sobre a Evolução do Quaternário, 2, Livro-Guia, PPPG/UFBa, p.1- 37. 1978.

BONETTI FILHO J. & MIRANDA L.B. 1997. Estimativa da Descarga de Água Doce no Sistema Estuarino-lagunar de Cananeia-Iguape. *Rev. Bras. Ocean.*, 45(1/2):89-94

BURCHARD & BAUMERT, 1998. The Formation of Estuarine Turbidity Maxima due to Density Effects in the Salt Wedge. A Hydrodynamic Process Study. *Ame. Met. Soc.*, 25: 309-321.

CARTER, L. 1975 Sedimentation on the continental terrace around New Zealand: a review. *Mar. Geol.*, v.19, p. 209-237..

CARUSO JUNIOR, F. 1993. Texto Explicativo Para O Mapa Geológico da Ilha de Santa Catarina Escala 1:100.000. Notas Técnicas, Porto Alegre, v. 6, p. 1-28.

CENTRO DE RECURSOS AMBIENTAIS. 2003. Projeto de Gerenciamento Costeiro “Gestão integrada da orla marítima no Município do Conde no estado da Bahia”. Diagnóstico socioeconômico e ambiental do Conde. Salvador, Bahia.

CENTRO DE RECURSOS AMBIENTAIS. 2005. Projeto de Gerenciamento Costeiro “Plano de desenvolvimento e ordenamento territorial das povoações da APA Litoral Norte do estado da Bahia.” Salvador, Bahia.

CORBETT, J.B.; DURFEE, J.L. (2004) - Testing Public (Un)Certainty of Science: Media Representations of Global Warming. *Science Communication*, 26(2):129–151.

CUNHA, E.M.S., 2004. Evolución reciente del litoral de Natal (RN – Brasil) y su aplicación a la gestión integrada. Tese de Doutorado, Universidad de Barcelona, 384 p.

D'AGOSTINI, D. P. 2005. Fácies estuarinas associadas ao sistema estuarino da Baía de Vitória (ES). Monografia. Universidade Federal do Espírito Santo. 64 p.

DALRYMPLE R.W., ZAITLIN B. A., BOYD R. 1992. Estuarine Facies Models: Conceptual Basis and Stratigraphic Implications. *Journ. Sedim. Petrol.*, 62 (6): 1130-1146.

DAVIS JR RA. 1985. Coastal Sedimentary Environments. Springer- Verlag, New York. 716 p.

DIONNE J.C. 1963. Towards a More Adequate Definition of the St. Lawrence estuary. *Geomorph.*,7: 36-44.

DOMINGUEZ J. M. L., ANDRADE A. C. S., ALMEIDA A. B., BITTENCOURT A. C. S. P. 2009. The Holocene Barrier Strandplains of the State of Bahia. *Geology and Geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 377 p.

DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; TESTA, V.; LEÃO, Z.M.A.N.; SILVA, C. C. 1999. *Atlas Geo-Ambiental da Zona Costeira do Estado da Bahia – Conde*. 19p.

DOMINGUEZ, J.M.L.; LEAO, Z.M.A.N.; LYRIO, R.S. 1996. Litoral norte do Estado da Bahia: Evolução costeira e problemas ambientais. *Roteiro de Excursão E4/Cong. Bras. Geol.*, Salvador, SBG – Núcleo Bahia/Sergipe, 32p.

DOMINGUEZ, J.M.L. & LEÃO Z.M.A.N., 1995 Evolução geológica-geomorfológica da zona costeira de Arembepe-Guarajuba (NE Bahia): Implicações para a gestão ambiental. In: Simpósio sobre Processos Sedimentares e Problemas Ambientais na Zona Costeira Nordeste do Brasil, 1, Anais, UFPE/UFBA, p. 33-34.

DOMINGUEZ, J.M.L. & LEÃO Z.M.A.N., 1994. Contribution of sedimentary geology to coastal environmental management of the Arembepe region, state of Bahia,Brazil. In: International Sedimentological Congress 14th , Anais, Recife, p. J14-15.

DOMINGUEZ, J. M. L., BITTENCOURT, A. C. S., MARTIN, L. 1992. Controls on Quaternary coastal evolution pf the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology*, 80: 213-232.

DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; LEÃO, Z.M.A.N.; AZEVEDO, A.E.G. 1990. Geologia do Quaternário costeiro do Estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, 20 (1,2,3,4): 208-215.

DOMINGUEZ, J.M.L., 1987 Quaternary sea-level changes and the depositional architecture of beach-ridge strandplains along the coast of Brazil. Doctor of Philosophy Thesis, Department of University Miami, Miami, 288p.

DOMINGUEZ, J.M.L., 1983 Evolução quaternária da planície costeira associada à foz do rio Jequitinhonha (BA): Influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos. Dissertação de Mestrado, CPPG/UFBA, Salvador, 79p.

DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L., 1981 Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). Revista Brasileira de Geociências, 11(4): 227-237.

DUKAT DA & KUEHL SA. 1995. Non-steady-state ^{210}Pb flux and the use of $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ as a geochronometer on the Amazon continental shelf. Marine Geology, 125: 329-350.

DYER K.R. & Manning A.J. 1999. Observation of the Size, Settling Velocity and Effective Density Of Flocs, and Their Fractal Dimensions. JCR. 41: 87-95.

DYER K.R. 1988. Coastal and Estuarine Sediment Transport. A Wiley – Interscience Publication. Institute of Oceanographic Sciences. Bidston, UK. 342p.

DYER, K. R. 1973. Estuaries: a physical introduction. Wiley, London Bolin B, Rodhe H A note on the concepts of age distribution and transit time in natural reservoirs. Tellus 25: 58-62.

ESQUIVEL, M. S. 2006. Quaternário costeiro do município de Conde: implicações para a gestão ambiental. 113 p. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, BA, Brasil.

FAIRBRIDGE, R. W. 1980. The estuary: its definition and geodynamic cycle. In Chemistry and biogeochemistry of estuaries. E. Olausson e I. Cato (ed). John Wiley, Winchester, p. 1-35.

FERNANDES L.D.F. 2001. Transporte de Poluentes em Estuários. Trabalho Final de Curso da Licenciatura em Engenharia do Ambiente. Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa, 40p.

FLEMER, D. A.; CHAMP M. A. 2006. What is Future Fate of Estuaries Given Nutrient Over-enrichment, Freshwater Diversion and Low Flows? Marine Pollution Bulletin, 52,

FOLK R. L. & WARD W. C. 1957. Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain-Size Parameters. *Jour. Sedim. Res.*, 27(1):3-26.

GENZ F., LESSA G.C., CIRANO M., LIMA G.M.P. 2003. As Tendencias de Longo Prazo das Vazões Fluviais no Litoral do Estado da Bahia. In: IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Anais.

GODOY J.M., MOREIRA I., BRAGANÇA M. J., WANDERLEY C., MENDES L. B. 1998. A study of Guanabara Bay sedimentations rates. *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 227(1-2):157-160.

GUAZELLI, W. & CARVALHO, J.C., 1981. Estruturas da margem continental leste brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes. In: PETROBRÁS, Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais, Projeto Remac, 9. Cenpes/Dintep. Rio de Janeiro, p. 117-143.

HAYES, M.O. (1975) - Morphology of sand accumulation in estuaries. In: Cronin, L.E. (ed.), "Estuarine Research", v.2 (Geology and Engineering): 3-22, Academic Press, New York, USA. (ISBN: 0121975010).

HERMANSON M. H. 1990. ^{210}Pb and ^{137}Cs chronology of sediments from small, shallow Arctic lakes. *Geochi. Cosmochim. Acta*, 54:1443-1451.

ILLING LV 1954. Bahaman calcareous sands. American Association Geological of Petroleum Geologidts Bulletin 38: p. 1-95.

IPCC - Intergovernmental Painel of Climate Change. 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability – Contribution of Working Group II to the IPCC Third Assessment Report

KANE, R.P. 1997. Prediction of droughts in North-east Brazil: role of ENSO and use of periodicities. *International Journal of Climatology* 17 (6), 655–665.

KJERFVE B., SCHETTINI C.A.F., BASTIAAN K., LESSA G.C., FERREIRA H.O. 1996. Hydrology and Salt Balance in a Large, Hypersaline Coastal Lagoon: Lagoa de Araruama, Brazil. *Est. Coast. Shelf Sci.*, 42: 701-725

KJERFVE, B. & MAGILL, K. E., 1989, "Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons." *Marine Geology*, v. 88, n. 3-4, pp. 187-199.

KJERFVE, B. (1989). Estuarine geomorphology and physical oceanography. In: Day Jr., J. W.; Hall, C. A.S.; Kemp, W. M.; Yañes-Arancibia, A. (Eds.)*Estuarine Ecology*. New York, John Wiley and Sons,

KÖPPEN, W. 1948 Climatalogía: con un studio de los climas de la Tierra. México: Fondo de Cultura Económica, 172p.

KUEHL SA, DEMASTER DJ & NITTRUER C.A. 1986. Nature of sediment accumulation on the Amazon continental shelf. *Cont. Shelf Res.*, 6: 209-225.

LESSA G. C. 2006. Brazilian coastal bays: large estuaries in a regressive coast. *In:* Angulo R., Klein H., Souza C. (eds.) 3rd IGCP 495 Meeting, Camburiú, Brazil, Proceedings, p. 1-4.

LIMA, G. M. P.; VILAS BOAS, G. S.; COSTA, A. B.; ARGOLLO, R. M. 2011. Taxas de sedimentação recentes provenientes dos métodos Cs137 e Pb210 e estimativa de preenchimento do estuário Jacuípe, Bahia, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 41, n. 1, p. 44-55.

LIMA, G. M. P.; VILAS BOAS, G. S.; LIMA, O. A. L. 2011. Sondagem geoelétrica usada para investigar o espaço de acomodação dos sedimentos quaternários no Estuário Jacuípe, Bahia, Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica* (2011) 29(4): 771-785.

LIMA, G.M.P., 2010. Análise do espaço de acomodação, taxas de sedimentação e condições de preenchimento do estuário Jacuipe, litoral norte da Bahia, Brasil.. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da UFBA. 101p

LIMA, G. M. P. 2007. Caracterização sedimentológica e dos padrões de circulação e mistura do Estuário do Rio Jacuípe - Litoral Norte do Estado da Bahia. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal da Bahia. 149 p.

LIMA, G.M.P.& LESSA G.C. 2001. The Fresh-Water Discharge in Todos os Santos Bay (BA) and its significance to the General Water Circulation. *Revista Pesquisas em Geociências*, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – RS, 28(2): 85-97

Luiz-Silva W., Matos R.H.R., Machado W., Nizoli, E.C. 2012. Taxas de sedimentação em estuário do Sudeste do Brasil, baseadas em assinatura geoquímica e histórico industrial. *Geociências*, 31:69–78.

LYRIO, R.S. . 2003. (coord.), Revisão do diagnóstico sócio ambiental, consolidado numa proposta de zoneamento e plano de gestão. Centro de Recursos Ambientais (CRA), Projeto de Gerenciamento Costeiro. 157p.

MADSEN A.T., MURRAY A.S., ANDERSEN T.J., PEJRUP M. 2007. Temporal changes of accretion rates on an estuarine salt marsh during the late Holocene - Reflection of local sea level changes? The Wadden Sea, Denmark. *Marine Geology*, 242:221-233.

MAHIQUES, M.M., TESSLER M.G., FURTADO, V.V. (1998). Characterization of energy gradient in enclosed bays of Ubatuba region, South-eastern Brazil. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 47:431-446.

MANTOVANELLI. A., 199 – Caracterização da Dinâmica hídrica e do material particulado em suspensão na Baía de Paranaguá e em sua bacia de drenagem. Dissertação de Mestrado. Curitiba. Departamento de Geografia. UFPR.

MARENGO, J. A., TOMASSELLA J. 1998. Trends in Streamflow and Rainfall in Tropical South America: Amazonia, Eastern Brazil and Northwestern Peru. *Journ. Geophy. Res.*, 103:1775-1783.

MARTIN L., DOMINGUEZ J.M.L., BITTENCOURT A.C.S. 2003. Fluctuating Holocene sea levels in Eastern and Southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and geometric indicators. *J Coastal Res.* 19:101-124.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K., 1998. Oscillationas or not oscillations: Comment on Angulo, R.J. and Lessa, G.C. "The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions". *Marine Geology*, 150: 179- 187.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P., 1996 Quaternary sea-level history along the central part of the Brazilian coast variations in coastal dynamics and their consequence on coastal plain construction. *Academia Brasileira de Ciências*, 68: 303-354.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P., FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K. & DOMINGUEZ, J.M.L. 1986. Neotectonic movements on a passive continental margin: Salvador region, Brazil. *Neotectonics*, 1(1):87-103.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.-M.; DOMINGUEZ, J.M.L.; AZEVEDO, A.E.G., 1984 Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: Influência das variações do nível do mar. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1, Atas, Rio de Janeiro, p. 84-97.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. 1987. Quaternary evolution of the central part of the brasilian coast: the role of relative sea level variation and shoreline drift. In: Unesco Reports in Marine Science, Quaternary Coastal Geology of West Africa and South America, Papers prepared for the INQUA-ASEQUA Symposium, Dakar, 1986, p. 97-145.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; SUGUIO, K.; BITTENCOURT, A.C.S.P. FLEXOR, J.-M 1983. Schéma de la sédimentation Quaternaire sur la partie centrale du littoral bresilien. Cahier. ORSTOM Série Géologie, 13(1): 59-81

MARTIN L, BITTENCOURT ACSP, & VILAS BOAS GS. 1982. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira: datação do máximo da penúltima transgressão Ciências da Terra, 3: 16-17.

MARTIN L., BITTENCOURT A.C.S.P., VILAS BOAS G.S., FLEXOR J.M. 1980. Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia. Escala 1:250 Salvador, CPM/SME. 60 p.

MARTIN, L.; FLEXOR, J.-M.; VILAS-BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; 1979 GUIMARÃES, M.M.M., Courbe de variation du niveau relatif de la mer au cours de 7000 derniers annéss sur um secteur homogène du littoral bresilien (nord de Salvador). In: 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, Proceedings, São Paulo, p. 264-274.

MASSELINK, G., HUGHES, M.G., 2003. Introduction to coastal processes & geomorphology., Arnold, London, 354 pp.

MCHANALLY W. H. & MEHTA A. J. 2001. Collisional Aggregation in Fine Estuarial Sediment. In: Coastal and Estuarine Fine Sediment Processes. Elsevier, Amsterdam, pp. 19-37.

MCHUGH C. M. G., PEKAR S. F., CHRISTIE-BLICK N., RYAN W. B. F., CARBOTTE S., BELL R. 2004. Spatial variations in a condensed interval between estuarine and open-

marine settings: Holocene Hudson River estuary and adjacent continental shelf. *Geology*, 32(2):169-172.

MEADE, R.H., 1972. Transport and deposition of sediments in estuaries, in Nelson, B.W., ed. Environmental Framework of Coastal Plain estuaries: Geological Society of América Memoir 133, p. 91-120.

MEDEIROS, R. B.; PINTO, A. L.; SILVA, L. O S. 2012. Influência do regime pluviométrico no transporte fluvial de sedimentos na bacia do córrego moeda, Três Iagoas/MS. Periódico Eletrônico Fórum Ambiental da Alta Paulista, v. 8, n. 2.

MILLIMAN, J. D. *Marine carbonates*. New York: Springer, 1974. 375p.

MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M.; KJERFVE, B. 2002. Princípios de Oceanografia Física de Estuários. Edusp, São Paulo.

MOLION, L., MORAES,J. 1987. Oscilacao Sul e Descarga de Rios na America do Sul tropical. *Rev. Bras. Eng., Caderno de Hidrologia*, 5(1): 53-63.

MORAES, A.C.R., 1999. Contribuições para a Gestão da Zona Costeira do Brasil: Elementos para uma Geografia do Litoral Brasileiro. EDUSP/HUCITEC, São Paulo.

NICHOLS, M.M., BIGGS, R.B. 1985. Estuaries. In: Davis, R.A. (Ed.), *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, New York, pp. 77 – 186

NORONHA, M.M. (coord.); BRITO, F.E.M.; AMORIM, J.; REITERMAJER, D.; VASCONCELLOS, L.N.S., 2003 Diagnóstico sócio-econômico e ambiental de Conde. Projeto GERCO – Gestão Integrada da Orla Marítima no Município de Conde. Centro de Recursos Ambientais (CRA). 221p.

NOVO, E. M. L. M. 2008. Ambientes Fluviais: Fundamentos de Geomorfologia Fluvial. In: Geomorfologia: Conceitos e tecnologias atuais. (Org.) Florenzano, T. G. São Paulo: Oficina de textos.

NUNES, B.T.A.; RAMOS, V.L.S.; DILINGER, A.M.S., 1981. Geomorfología. In: BRASIL, Ministério das Minas e Energia, Secretaria Geral, Projeto RADAMBRASIL, Folha SD. 24. Salvador/Rio de Janeiro.

OFFICER CB, LYNCH DR, SETLOCK GH & HELZ GR. 1984. Recent Sedimentation Rates in Chesapeake Bay. In: KENNEDY VS. (ed.) The Estuary as a Filter, New York, Academic Press, p.: 131-157.

OLIVEIRA, F.M., 2012. Aplicação da Espectrometria de Massa com Aceleradores na Biologia Marinha. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal Fluminense. R.J Rio de Janeiro..114p.

PEJRUP M. 1988. The Triangular Diagram Used for Classification of Estuarine Sediments: A New Approach. In: P.L. de Boer, A. van Gelder, S.D. Nio (eds.) Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies, Reidel, Dordrecht, pp.: 289-300.

PEKAROVA, P., MIKLANEK, P., PEKAR, J. 2003. Spatial and Temporal Runoff Oscillation Analysis of the Main Rivers of the World During the 19th–20th Centuries. Journ. Hydrol., 274: 62-79.

PERILLO G.M.E. 1995. Definitions and Geomorphologic Classification of Estuaries. In: Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Chapter 2. Developments in Sedimentology, 53, Elsevier Science.

POGGIO C.A, SOUZA FBC, ALVES OFS, DOMINGUEZ JML. 2009. Distribuição dos componentes biogênicos nos sedimentos da área do Canal de Salvador, Baía de Todos os santos, Bahia. Quaternary and Environmental Geosciences 01(1): 10-15.

POWELL E.N & DAVIES D.J. 1990. Ehen is an "old" shell ready old. Journal of Geology 98: 823-844.

PRITCHARD, D.W. 1952. Estuarine Hydrography. In: Advances in Geophysics, Vol 1, Academic press, New York, pp.: 243-280.

PRITCHARD D.W. 1967. What is an Estuary: Physical Viewpoint. In: G.H. Lauff (ed.) Estuaries. American Association for the Advancement of Science, Publication 83, Washington D.C., pp.: 3-5.

PROJETO GERCO – 2003 Gestão Integrada da Orla Marítima no Município de Conde. Centro de Recursos Ambientais (CRA). 221p.

RIBEIRO, C. A. O. 2006. Participação social e a gestão de recursos hídricos na bahia: estudo de caso da bacia hidrográfica dorio itapicuru. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal da Bahia. 163 p.

ROY, P.S., 1985 – Marine sand bodies on South Sydney Shelf, S. E. Austrália. Geological Survey of New Zealand. South Wales, Coastal Studies Unit. Technical Report. Nº 85/1. 33p. Anexes, Wellington, New Zealand.

SAITO R.T., FIGUEIRA R.C.L., TESSLER M.G., CUNHA I.I.L. 2001. ^{210}Pb and ^{137}Cs geochronologies in the Cananeia-Iguape estuary and in the southern continental shelf of São Paulo State, Brazil. J. Radioanalytical Nuclear Chemistry, 249 p.

SAKAI, TEREZA. 1977. Distribuição do Cs^{137} nos solos do Estado da Bahia. Tese de mestrado, Universidade Federal da Bahia.

SANTANA, M. F. 2013. Avaliação do regime de precipitação e vazão em Barra do Bugres – Mato Grosso entre o período de 1995-2005. Anais Vol. 8 (2013): Congresso de Iniciação Científica, Cáceres/MT, Brasil.

SANTOS, E.S. 2007. Aplicação de marcadores geoquímicos para a avaliação dos impactos das barragens nos sedimentos do estuário do Rio São Francisco (Al/Se). Tese de Doutoramento, Universidade Federal Fluminense, 139 p.

SANTOS, F.M; LESSA, G.C; LENTINI, C.A.D; GENZ, F. 2011. Estudo comparativo das características geomorfológicas e preenchimento sedimentar de seis grandes estuários brasileiros. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA.

SCHOELHAMER D.H. 2002. Variability of Suspended Sediment Concentration at Tidal to Annual Time Scales in San Francisco Bay, USA. Cont. Shelf Res., 22:1857 1866.

SECRETARIA DO PLANEJAMENTO, CIÊNCIA E TECNOLOGIA – SEPLANTEC - COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO DA REGIÃO METROPOLITANA DE SALVADOR -

CONDER. 2001 Programa de Desenvolvimento Sustentável para a Área de Proteção Ambiental do Litoral Norte da Bahia (PRODESU). Relatório síntese. 160p.

SHEPARD. 1954. Nomenclature Based on Sand, Silt, Clay Ratios. Journ. Sed. Petrol., 3:151-158.

SHEPARD F.P. & MOORE D.G. 1954. Sedimentary Environments Differentiated by Coarse-Fraction Studies. AAPG Bulletin. 38: 1792-1802.

SILVA, A. M. M. A. 2009. Estudos preliminares para proposição de valores de referência de metais pesados, em sedimentos de manguezal, na região estuarina do rio Itapicuru, Litoral norte do estado da Bahia. Monografia, Universidade Federal da Bahia, 94 p.

SILVA, E. D. 2010. Evolução espaço-temporal do manguezal do estuário do Rio São Mateus empregando técnicas de sensoriamento remoto. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Espírito Santo. 154 p.

SKLAR, F. H. & BROWDER, J. A. 1998. Coastal environmental impacts brought about by alterations in freshwater flow in the Gulf of Mexico. Environ. Manag. 22(4): 547-562.

SOUZA M.C., ANGULO R.J., TESSLER M.G., FIGUEIRA R.C.L. 2001. Taxas de sedimentação no complexo estuarino da Baía de Paranaguá, Estado do Paraná, estimadas a partir do método de datação por espectrometria gama: resultados preliminares. In: ABEQUA, Congresso da Abequa, 7, Imbé, Brazil, p. 182-183.

SUGUIO, K., BIDEGAIN, J., MORNER, N. (1986). Dados preliminares sobre as idades paleomagnéticas do Grupo Barreiras e da Formação São Paulo. Revista Brasileira de Geociências, 16, 171-175.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, 1985, Flutuações no nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Revista Brasileira de Geociências, 15 (4): 273-286.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L., 1982. Evolução da planície costeira do rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. In: Simpósio do Quaternário do Brasil, 4, Atas, Rio de Janeiro, p. 93-116.

SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1978. Quaternary marine formations of the state of São Paulo and southern Rio de Janeiro. In: International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary sp. Publ. 1. 55p

THILL A., MOUSTIER S., GARNIER J.M., ESTOURNEL C., NAUDIN J.J., BOTTERO J.Y. 2001. Evolution on particle size and concentration in the Rhone river mixing zone: influence of salt flocculation. Cont. Shelf Res., 21:2127-2140.

THORTHWAITE, C.W.; MATTER, J.R. 1955. The water balance. Publications in Climatology, New Jersey, Drexel Institute of Technology, 104p.

TUCCI C.E.M. 1997. Hidrologia - Porto Alegre - RS: Editora Universidade / UFRGS / Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 943p.

TUCKER M.E & WRIGHT V.P 1990 Carbonate Sedimentology. Blackwell Science. 482p.

UNCLES R.J., BARTON M.L., STEPHENS J.A. 1994. Seasonal Variability of Fine-sediment Concentrations in the Turbidity Maximum Region of the Tamar Estuary. Est. Coast. Shelf Sci., 38: 19-39.

UNEP, 1996. Guidelines for integrated planning and management of coastal and marine areas in the wider Caribbean region. UNEP Caribbean Environment Program. Kingston..

VIANNA, C.; GAMA Jr, E.; SIMÕES, I.A.; MOURA, J.A.; FONSECA, J.R.; ALVES, R.A., 1971. Revisão estratigráfica da bacia do Recôncavo – Tucano. Boletim Técnico da Petrobrás, 14 (3,4): 157-192.

WENTWORTH C. K. 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. In: K. Suguio (1973). Introdução à Sedimentologia. Editora Edgard Blucher, Universidade de São Paulo, SP. 316 p.

WHITENHOUSE, U.G. JEFREY, L.M. & DEBRECHT, J.D. 1960. Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. Clay and clay minerals; Seventh National Conference. Washington: Nat. Acad. Sci. P. 1-80.

WOLANSKI E, HUAN NN, DAO LT & NHAN NH. 1996. Fine-sediment Dynamics in the Mekong River Estuary, Vietnam. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 43: 565-582.

ZEM, R. C.; PATCHINEELAM, S. M.; MARONE, E. 2005. Morfologia e dinâmica de sedimentos da Baía de Guaratuba, PR. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA. DAVIS JR RA. 1985. Coastal Sedimentary Environments. Springer- Verlag, New York. 716 p.