UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

SILVIO EDUARDO MATOS MARTINS

CARACTERIZAÇÃO PALEOAMBIENTAL DE SEDIMENTOS HOLOCÊNICOS DA PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA ADJACENTE AO PORTO DE RECIFE E DO ESTUÁRIO DO RIO FORMOSO, COSTA DE PERNAMBUCO - BRASIL

RECIFE
2017

SILVIO EDUARDO MATOS MARTINS

CARACTERIZAÇÃO PALEOAMBIENTAL DE SEDIMENTOS HOLOCÊNICOS DA PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA ADJACENTE AO PORTO DE RECIFE E DO ESTUÁRIO DO RIO FORMOSO, COSTA DE PERNAMBUCO - BRASIL

Tese de Doutorado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Doutor em Geociências. Área de concentração em Geologia Sedimentar e Ambiental.

Orientador: Professor Dr. Roberto Lima Barcellos

Coorientadora: Professora Dra. Lúcia Maria Mafra Valença

RECIFE
2017

Catalogação na fonte
Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

M386g Martins, Silvio Eduardo Matos.
Caracterização paleoambiental de sedimentos holocênicos da plataforma continental interna adjacente ao Porto de Recife e do estuário do Rio Formoso, costa de Pernambuco – Brasil / Silvio Eduardo Matos Martins. – 2017.
181 folhas, il., gráfs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Roberto Lima Barcellos.
Coorientador: Profa. Dra. Lúcia Maria Mafra Valença.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2017.
Inclui Referências.

1. Geociências. 2. Evolução holocênica. 3. Sedimentação estuarina. 4. Isótopos C e N. 5. Palinologia. 6. Portos. 7. Tecnógeno. I. Barcellos Roberto Lima. (Orientador). II. Valença, Lúcia Maria Mafra. (Coorientadora). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.) BCTG/2017-297

SILVIO EDUARDO MATOS MARTINS

CARACTERIZAÇÃO PALEOAMBIENTAL DE SEDIMENTOS HOLOCÊNICOS DA PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA ADJACENTE AO PORTO DE RECIFE E DO ESTUÁRIO DO RIO FORMOSO, COSTA DE PERNAMBUCO - BRASIL

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de doutor em Geociências.

Aprovada em: 27/07/2017

BANCA EXAMINADORA

_____

Prof. Dr. Roberto Lima Barcellos (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

_____

Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

_____

Prof. Dr. José Antônio Barbosa (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

_____

Prof. Dr. Antônio Fernando de Souza Queiroz (Examinador Externo)
Universidade Federal da Bahia

_____

Prof. Dr. Marlon Carlos França (Examinador Externo)
Instituto Federal do Pará

Dedico aos meus pais Cyla e Fátima Martins, às minhas esposa e filha, Betânia e Cecília Martins (por me erguerem após cada queda no caminho e por me trazerem a beleza e alegria de seu mundo colorido). Por todo aprendizado, apoio, alegrias, força, fé e fortaleza.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), por conceder bolsa de estudos, a qual custeou essa pesquisa (Processo 142391/2013-1).

À minha instituição de origem, Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA), por apoiar a continuação de minha formação acadêmica.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGEOC - UFPE), por todas as oportunidades, amizades e contatos profissionais.

Ao meu orientador, prof. Roberto Lima Barcellos, pela orientação do trabalho, apoio e parcerias de pesquisas viabilizadas.

À minha coorientadora, professora Lúcia Maria M. Valença, pela orientação, palavras de apoio, por sua seriedade e tranquilidade passada ao longo do último ano de desenvolvimento da tese.

Ao Centro Regional de Ciências Nucleares do Nordeste - CRCN-NE, pelo treinamento e as análises de datações por chumbo.

Ao Laboratório NEG-Labise, pelo treinamento e pela realização de análises isotópicas.

Ao professor Luís Pessenda e ao laboratório ^{14}C CENA, por viabilizar algumas datações e pelas orientações nos artigos.

À Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco – FACEPE e ao projeto “Transporte de carbono na região costeira de Pernambuco (CARECOS). FACEPE / FAPESP (APQ 080-1.08/11)”, pelo auxílio nas coletas dos testemunhos da área portuária.

Aos professores Carlos Augusto Schettini, Manuel J. Flores-Montes e Elisabeth de Araújo, que através de seus projetos possibilitaram a realização de trabalhos de campo.

À amiga e colega do Programa de Pós-Graduação em Geociências (UFPE) e técnica do laboratório de Oceanografia Geológica (UFPE), Luciana Dantas, pelo auxílio na pronta retirada de dúvidas metodológicas em laboratório.

À professora Jacinta Leite do Departamento de Medicina veterinária da Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE) por realizar as chapas de raio-x dos testemunhos.

Ao prof. Dr. Marlon França (IFPA-PA), pelo auxílio com análises palinológicas, orientações sobre a temática e pelas palavras de entusiasmo.

Ao pesquisador Bruno Costa pelo treinamento em laboratório de isótopos.

Aos professores Antônio Ferreira, Antônio Barbosa, Lúcia Mafra, Manuel Flores-Montes, por todas as correções na etapa de qualificação do texto.

Aos colegas do grupo de pesquisa GSG-mar: Emarielle Pardal, Diego Xavier, Luciana Dantas, Camila Souza, Liza Ellen, Maria Cristina, Taiana e Thaís Oliveira, que de alguma forma participaram nas discussões em grupo que auxiliaram a elucidar os caminhos pelos quais o trabalho tomou ao longo do tempo. Pelos muitos bons momentos divididos em horas infindáveis de trabalho do LABOGEO (Laboratório de Oceanografia Geológica).

Um muito obrigado aos queridos amigos das “Ocas”, que encontravam sempre muita alegria na simplicidade de nossos encontros entre nortistas e nordestinos, sem os quais essa temporada fora de casa teria sido mais difícil de passar. Obrigado queridos Josi, Di, Mari, Camila, Andréa, Antônio, Gabi, Mere, Larissa, Marcos, Érica, Raque, Thai, Mikele e Danilo.

Um agradecimento especial aos estagiários Lucas Alves, Bárbara Melo, Ingrid Santos e Ricardo Torres-Homem, que em diferentes etapas laboratoriais puderam me auxiliar. Muito obrigado meus queridos!

À minha querida amiga, professora Dra. Odete Silveira (*In memoriam*), por ter sido sinônimo de fé na vida e luz no caminho de tantos. Sou grato por seu sábio conselho dado em nossa última conversa pessoal, o qual me trouxe até aqui. Obrigado!

Aos meus queridos pais Cyla de Oliveira Martins e Rosa Maria de Fátima M. Martins e minhas irmãs Tatiane e Taynara Martins, por me emanarem a força e fé, quando por aqui essas faltaram, por todo apoio e amor em minha caminhada.

Aos meus queridos sogros Bento e Maria Olinda Pimentel, por suas presenças fortes e entusiásticas as quais sempre me impulsionaram a seguir em frente.

À profissional Carolina Seabra e ao Ateliê da Luz, por todo acolhimento e apoio emocional. Gratidão!

À minha esposa Ana Betânia Martins por ser minha parceira nessa caminhada de vida familiar e acadêmica. Por ser meu esteio, foco, e por sua paciência e amor nessa fase de desafios, por todas as horas suprimidas. Por nos possibilitar essa

morada nessa cidade que aprendemos a gostar tanto e que estará para sempre em nossa história. Obrigado meu anjo! Muito obrigado!

À minha filha Ana Cecília P. Martins, por ter chegado na melhor hora, junto com o doutorado! Por me distrair quando já era hora, por me apresentar seu mundo colorido, leve e repleto dos mais puros sentimentos.

“Esquecemo-nos, todavia, de um agente geológico notável – o Homem”

(Euclides da Cunha. Os Sertões, 1902)

“Força sempre”

(Renato Russo)

RESUMO

O nível relativo do mar sofreu flutuações globais após o último máximo glacial (18.000 anos AP). Essas flutuações e o transporte longitudinal de areia, associados com mudanças paleoclimáticas, controlaram a construção das planícies costeiras atuais no Brasil. O objetivo deste trabalho foi realizar o estudo ambiental dos depósitos sedimentares do Holoceno na Plataforma continental interna na área de influência do Porto do Recife e no sistema estuarino do rio Formoso, sul de Pernambuco, com a finalidade de melhor compreender os processos atuantes na evolução deposicional e as resultantes geomorfológicas no sistema costeiro. Foram coletados cinco testemunhos, dois deles na plataforma interna (T1, T2) e três no estuário do rio Formoso (T3, T4, T5). Os testemunhos foram sub-amostrados para análises de conteúdo do carbonato de cálcio, matéria orgânica total, palinologia, análises sedimentológicas elementares e isotópicas de C e N, taxas de sedimentação (^{210}Pb) e datações (^{14}C). Os dados foram tratados segundo os parâmetros estatísticos de Folk & Ward, descritos segundo as classificações faciológicas de Larsonneur (1977) e Shepard e por fim, aplicado o coeficiente de correlação de Pearson (r). T1 e T2 apresentaram taxas de sedimentação variando entre 0,33 e 1,58 cm.ano^{-1}, sendo identificadas 3 fácies deposicionais. A área portuária apresentou diferentes níveis de influência tecnogênica no que diz respeito às mudanças hidrodinâmicas, nas composições sedimentares e de parâmetros geoquímicos. T3, T4 e T5 apresentaram taxas de sedimentação variando de 0,03 a 0,10 cm.ano^{-1}, sendo identificadas 6 fácies deposicionais. T5 foi subdividido em 5 zonas palinológicas, segundo as composições dos taxa classificados como árvores/arbustos, ervas, árvores de manguezal, palmeiras, esporos, além de micro foraminíferos. A análise multi-proxy possibilitou a interpretação paleoambiental caracterizando: entre 7.214 – 6.712 anos Cal. AP – sistema transicional lago/laguna costeira; 6.712 – 4.570 anos Cal. AP – sistema praial/canal de maré; 4.570 – 1795 anos Cal AP – sistema praial. O estuário atual se estabeleceu, a partir de 1.795 anos Cal. AP. As variações na composição da vegetação nos últimos 7200 anos no sistema estuarino refletem as oscilações climáticas e a forte influência das variações no nível do mar local, as quais foram responsáveis por modificações na paleogeografia costeira.

Palavras-chave: Evolução holocênica. Sedimentação estuarina. Isótopos C e N. Palinologia. Portos. Tecnógeno.

ABSTRACT

The relative sea level underwent global fluctuations after the Last Glacial Maximum (18,000 years BP). These fluctuations and longitudinal sand transport, associated with paleoclimatic changes, controlled the construction of the modern coastal plains in Brazil. The objective of this work was to carry out the environmental study of the Holocene sedimentary deposits on the continental shelf around the Recife's Port and on the Formoso river estuarine system, south of Pernambuco, to better understand the depositional evolution processes and the resulting geomorphology in the coastal system. Five cores were collected, two of them on the inner shelf (T1, T2) and three on the Formoso estuary (T3, T4, T5). The cores were sub-sampled for analysis of biodetritic carbonate content, total organic matter, palynology, C and N elemental and isotopic analyzes, sedimentation rates (^{210}Pb) and dates (^{14}C). The data were treated according to the statistical parameters of Folk & Ward, described according to the Larsonneur (1977) and Shepard faciological classifications and, finally, Pearson correlation coefficient (r) was applied. T1 and T2 presented sedimentation rates varying between 0.33 and 1.58 cm.year-1, and 3 depositional facies were identified. The port area presented different levels of technogenic influence with respect to hydrodynamic changes in sedimentary compositions and geochemical parameters. T3, T4 and T5 presented sedimentation rates varying from 0.03 to 0.10 cm.year-1, being identified 6 depositional facies. T5 was subdivided into five palynological zones, according to taxa compositions those were classified as trees/shrubs, herbs, mangrove trees, palms, spores, as well as micro foraminifera. The multi-proxy analysis allowed the paleoenvironmental interpretation characterizing: between 7214 - 6712 Cal. yr BP - lake system; 6712 - 4570 Cal. yr BP - beach system / tidal channel; 4570 - 1795 Cal. yr BP - beach system. The present estuary was established, from 1795 Cal. yr BP. Variations in vegetation composition over the last 7200 years in the estuarine system reflect climatic oscillations and the strong influence of local sea level variations, which were responsible for changes in coastal paleogeography.

Keywords: Holocene evolution. Estuarine sedimentation. C and N isotopes. Palynology. Ports. Technogene.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Vista da baía de Pernambuco com encontro dos rios Beberibe e Capibaribe 31
Figura 2 - Mapa histórico das cidades de Recife e Olinda de 1626. o acesso ao porto era feita por duas entradas, uma ao norte (A) (canal principal do rio Capibaribe) e outra localizada mais ao sul chamada Barreta das Jangadas (B) 32
Figura 3 - Mapas do Recife de 1808 e 1854 33
Figura 4 - Sondagens geológicas realizadas nos arrecifes da área portuária de Recife 34
Figura 5 - Planta do Porto do Recife, de 1914 36
Figura 6 - Localização do molhe de Olinda (A), do Banco Inglês (B) e do quebra-mar principal do Porto do Recife (C), além de linhas batimétricas 37
Figura 7 – Feição que mostra parte da elevação artificial sobre o arrecife 38
Figura 8 – Feição parcial de rochas colocadas na extensão do istmo de Olinda, na área portuária de Recife 38
Figura 9 - Vista da doca de Santa Rita, no ano de 1937, vendo-se no primeiro plano a ponte giratória. 39
Figura 10 - Rua da Cadeia. Ao fundo ficava o Arco da Conceição, o qual foi demolido para abertura da Av. Marques de Olinda 40
Figura 11 – Visão parcial da demolição realizada para a abertura da Av. Rio Branco (1911) 40
Figura 12 - Aspecto do modelo reduzido em funcionamento no laboratório Neyrpic, onde se percebe o aumento da turbulência e do empinamento das ondas ao norte do molhe de Olinda 43
Figura 13 - Aspecto do modelo reduzido em funcionamento no laboratório Neyrpic, onde se percebe a mudança provocada pelo prolongamento do quebra-mar do Porto do Recife, gerando, com isso, uma grande turbulência das ondas ao norte do molhe de Olinda 44
Quadro 1- características elementares e isotópica das diferentes fontes de matéria orgânica 47
Figura 14 - Mapa de localização das áreas de estudo 54
Figura 15 - Sistema estuarino do rio Capibaribe e pontos de coleta dos testemunhos na plataforma continental interna adjacente 55
Figura 16 - (A) Pluma de sedimentos em suspensão na saída do sistema estuarino, bordejado pelos molhes portuários. (B) Vista aérea do quebra-mar do Banco Inglês atuando como um limite físico para a pluma estuarina 58
Figura 17 - Estuário do rio Formoso e pontos de coleta dos testemunhos sedimentares 59
Figura 18 - Mapa de vegetação da mata meridional do Estado de Pernambuco 62
Figura 19 - Modelo geológico esquemático da região norte da bacia Pernambuco (BPE), na área metropolitana de Recife 66
Figura 20 – A) Mapa geológico da faixa costeira da bacia de Pernambuco (BPE), entre Recife e Maragogi. B) Mapa gravimétrico com a interpretação do

arcabouço estrutural da BPE. A1) Área metropolitana e A2) Estuário do rio Formoso 67
Figura 21 - Curvas e variações dos níveis relativos do mar nos últimos 7.000 anos ao longo de vários trechos do litoral brasileiro 71
Figura 22 - Mapa de uso e ocupação do solo para a região do estuário do rio Formoso 72
Figura 23 - Zona estuarina superior com vista dos tanques de carcinicultura 74
Figura 24 - Vista da zona estuarina superior a partir do setor do estuário médio 74
Figura 25 - Vista da desembocadura do estuário do rio Formoso com a presença dos bancos arenosos e dos arrecifes 74
Figura 26 - Vista da desembocadura do estuário do rio Formoso com a presença dos bancos arenosos e dunas submersas (mega ripples), da praia dos Carneiros e dos arrecifes 75
Figura 27 - Localização dos pontos de coleta dos testemunhos T1 e T2 79
Figura 28 - Localização dos pontos de coleta dos testemunhos T3, T4 e T5 80
Quadro 2 - características da localização dos testemunhos 80
Figura 29 – A) Organização de material de coleta dos testemunhos da área de influência do Porto do Recife. B) Detalhe da braçadeira utilizada no método pushcore 81
Figura 30 - Mergulhadores preparando a coleta dos testemunhos sedimentares T1 e T2, na Plataforma interna adjacente à área do Porto do Recife 81
Figura 31 - Coleta de testemunho sedimentar na planície costeira do sistema estuarino do rio Formoso 82
Figura 32 - Processo de retirada do testemunho na planície costeira do sistema estuarino do rio Formoso 82
Figura 33 - Mergulhadores realizando a coleta de testemunho no setor superior do estuário do sistema estuarino do rio Formoso 83
Figura 34 - Descrição e distribuição vertical de MOT e $CaCO_3$ do testemunho T1 92
Quadro 3 - Datação ^{14}C de amostra sedimentar do testemunho T1. 95
Figura 35 - Estratigrafia, valores de carbono orgânico total (COT), nitrogênio total (NT), C/N, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ do testemunho T1 97
Figura 36 - Gráfico $\delta^{13}C$ x C/N do testemunho T1 98
Figura 37 – Gráfico $\delta^{13}C$ x $\delta^{15}N$ do T1 99
Quadro 4 - Datações $^{14}C/^{210}Pb$ de amostras sedimentares do testemunho T2. 100
Figura 38 - Descrição e distribuição vertical de MOT e $CaCO_3$ do testemunho T2. 102
Figura 39 - Distribuição vertical do tamanho médio do grão (em φ) em Phi dos testemunhos T1 (linha cinza) e T2 (linha preta) 104
Figura 40 - Idades ^{210}Pb, estratigrafia, valores de carbono orgânico total (COT), nitrogênio total (NT), C/N, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ do testemunho T2 109
Figura 41 - Gráfico $\delta^{13}C$ x C/N do testemunho T2 110
Figura 42 - Gráfico $\delta^{13}C$ x $\delta^{15}N$ do T2 111
Figura 43 - Descrição e distribuição vertical de MOT e $CaCO_3$ do testemunho T3. 117

Figura 44 - Mapa Batimétrico do estuário do rio Formoso 118
Quadro 5 - Datações 14C de amostras sedimentares do testemunho T4. 120
Figura 45 - Descrição e distribuição vertical de MOT e $CaCO_3$ do testemunho T4. 121
Figura 46 - Idades ^{14}C, estratigrafia, valores de carbono orgânico total (COT) e $\delta^{13}C$ C/N, NT e $\delta^{15}N$ testemunho T4 124
Figura 47 - Gráfico $\delta^{13}C$ x C/N do testemunho T4 125
Figura 48 - Gráfico $\delta^{13}C$ x $\delta^{15}N$ do T4 126
Quadro 6 - Datações 14C de amostras sedimentares do testemunho T5 127
Figura 49 - Descrição e distribuição vertical de MOT e $CaCO_3$ do testemunho T5 129
Figura 50 - Distribuição vertical do tamanho médio do grão em Phi (ϕ) dos testemunhos T3 (linha azul), T4 (linha cinza) e T5 (linha laranja) 130
Figura 51 - Idades ^{14}C, estratigrafia, fácies, dados polínicos, valores de carbono orgânico total (COT), nitrogênio total (NT), C/N, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ do testemunho T5 134
Figura 52 - Gráfico $\delta^{13}C$ x C/N do testemunho T5 135
Figura 53 - Gráfico $\delta^{13}C$ x $\delta^{15}N$ do T5 135
Figura 54 - Diagrama polínico do testemunho T5 Fonte: Elaborado pelo autor (2017). 136
Figura 55 - Diagrama polínico do testemunho T5 137
Quadro 7 - Fácies sedimentares do estuário do rio Formoso 145
Quadro 8 - Associação de fácies e assembleia polínica do testemunho T5 151

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Correlações de Pearson realizadas com as amostras do testemunho T194
Tabela 2 - Correlações de Pearson realizadas com as amostras do testemunho T2 101
Tabela 3 - Picos de valores mínimos de MOT e máximos de $CaCO_3$ X dados isotópicos de C e N 105
Tabela 4 - Picos de valores máximos de MOT e mínimos de $CaCO_3$ X dados isotópicos de C e N 106
Tabela 5 - Correlações de Pearson realizadas com as amostras do testemunho T3 119
Tabela 6 - Correlações de Pearson realizadas com as amostras do testemunho T4 123
Tabela 7 - Correlações de Pearson realizadas com as amostras do testemunho T5 131

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
UFOPA – Universidade Federal do Oeste do Pará
FACEPE – Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco
CARECOS – Transporte de carbono na região costeira de Pernambuco
PPGEOC – Programa de Pós-Graduação em Geociências
CRCN-NE – Centro Regional de Ciências Nucleares do Nordeste
IFPA – Instituto Federal do Pará
A.P. – Antes do presente
UMG – Último Máximo Glacial
Kg – Quilos
km^2 – Quilômetros quadrados
MOT – Matéria orgânica total
$CaCO_3$ – Carbonato de cálcio
PE – Pernambuco
Km – Quilometro
MOD – Matéria orgânica dissolvida
MOP – Matéria orgânica particulada
SE – Sudeste
m^3 – Metros cúbicos
NEYRPIC – Laboratoire dauphinois d'hydraulique
CAM – Metabolismo do Ácido das Crassuláceas
$\delta^{13}C$ – Composição isotópica do carbono 13
RuBisCO – Enzima Ribulose-1,5-bifosfato carboxilase/oxigenase
PDB – *Belemnitella americana* da Formação Peedee
$\delta^{15}N$ – Composição isotópica do nitrogênio 15
C/N – Razão carbono, nitrogênio
Ar – ar
COT – Carbono orgânico total
S – Sul
W – Oeste
T1 – Testemunho T1
T2 – Testemunho T2
RMR – Região Metropolitana do Recife
IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
hab. – Habitantes
APA – Área de Proteção Ambiental
APACC – Área de Proteção Ambiental Costa dos Corais
SETUR – Agência estadual de Meio Ambiente
T3 – Testemunho T3
T4 – Testemunho T4
T5 – Testemunho T5
IUCN – União Internacional para Conservação da Natureza
SUDENE – Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste
EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
CETESB – Companhia Ambiental do Estado de São Paulo
BPE – Bacia de Pernambuco
CPRH – Agência Estadual de Meio Ambiente
DHN – Diretoria de Hidrografia e Navegação

VCAS – Vórtices Ciclônicos de Ar Superior
PVC – Policloroeteno
LABOGEO – Laboratório de Oceanografia geológica
DOCEAN – Departamento de Oceanografia
UFRPE – Universidade Federal Rural de Pernambuco
CIC – *Constant Initial Concentration*
AMS – *Accelerated Mass Spectrometry*
BETA – *Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory* (Florida, USA)
CAIS – *Center for Applied Isotope Studies*, Universidade da Georgia, USA
CENA – Centro de Energia Nuclear na Agricultura
Anos cal. A.P. – Anos calibrados antes do presente
AD – *Anno Domini*
LADIC-UFPA – Laboratório de dinâmica costeira da Universidade Federal do Pará
pMC – Percentagem de carbono moderno
SP – São Paulo
SE/AL – Sergipe/Alagoas
BA – Bahia
PA/AP – Pará/Amapá
MOC – Matéria orgânica de origem continental
MOMC – Matéria orgânica de origem mista tendendo à continental
MOMM – Matéria orgânica de origem mista tendendo à marinha
MOM – Matéria orgânica de origem predominantemente marinha
mFb – Fácies granulado bioclástico médio
mfFl – Fácies lamas com laminação
mLa – Fácies Lamas com areias finas
D.M. – Diâmetro médio
C/P – Razão Carbono por Fósforo
ZCIT – Zona de Convergência Intertropical
ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul
SC – Santa Catarina
ES – Espírito Santo
RJ – Rio de janeiro
Fpa – Formação Paraíso
mAp – Areia média com cruzadas planas
fAp – Areia fina com cruzadas planas
fAo – Areias finas com marcas onduladas
Fl – Finos com laminação
fHp – Heterolíticos arenosos com finos e cruzadas planas
mfAr – Areias muito finas com bioturbação

LISTA DE SÍMBOLOS

C – Carbono
N – Nitrogênio
^{210}Pb – Chumbo
m – Metros
% – Porcento
$cm.ano^{-1}$ – Centímetros por ano
nº – Número
m/s – Metros por segundo
H – Hidrogênio
O – Oxigênio
S – Enxofre
CO_2 – Dióxido de carbono
$^{14}C/^{12}C$ – Razão carbono 14 por carbono 12
δ – Composição isotópica relativa
‰ – Partes por mil
≈ – Aproximadamente
C_3 – Ciclo de Calvin
C_4 – Via Hatch-Slack
º – Graus
’ – Minutos
°C – Graus Celsius
$mm.ano^{-1}$ – Milímetros por ano
> – Maior que
≤ – Menor ou igual que
$m^3.s^{-1}$ – Metros cúbicos por segundo
< – Menor que
s – Segundos
mg/L – Miligramas por litro
HCl – ácido clorídrico
H_2O_2 – peróxido de Hidrogênio
NT – Nitrogênio total
$t_{1/2}$ – meia vida
KOH – hidróxido de potássio
$(CH_3CO)_2$ – anidrido acético
H_2SO_4 – ácido sulfúrico
r – Correlação de Pearson igual
φ – Phi

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 21

1.1 HIPÓTESE DE TRABALHO 24

1.2 OBJETIVOS 24

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 26

2.1 A PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA DA COSTA DE PERNAMBUCO 26

2.2 ESTUÁRIOS E SEDIMENTOS NA COSTA DE PERNAMBUCO 28

2.3 EVOLUÇÃO HISTÓRICA DO PORTO DO RECIFE 30

2.3.1 As Obras de Ampliação no Início do Século XX do Porto do Recife 35

2.3.2 Os Estudos do Laboratório Neyrpic 41

2.4 ISÓTOPOS ESTÁVEIS E RAZÕES ELEMENTARES EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS 44

2.5 PALINOLOGIA 51

3 CARACTERIZAÇÃO E LOCALIZAÇÃO DOS SÍTIOS DE ESTUDO 54

3.1 ÁREA DE ESTUDO A 55

3.2 ÁREA DE ESTUDO B 59

3.3 ASPECTOS NATURAIS DA COSTA DE PERNAMBUCO 60

3.3.1 Vegetação atual da costa de Pernambuco 60

3.3.2 Geologia e Geomorfologia 65

3.4 ASPECTOS HIDRODINÂMICOS 76

3.4.1 Regime de marés 76

3.4.2 Regime de ondas 76

3.4.3 Material em suspensão 77

3.5 ASPECTOS METEOROLÓGICOS 77

3.5.1 Clima 77

4 METODOLOGIA 79

4.1 ETAPAS PRELIMINARES ÀS ATIVIDADES DE CAMPO 79

4.1.1 Levantamento bibliográfico e cartográfico 79

4.2 ETAPAS DE CAMPO 79

4.2.1 Testemunhagem 79

4.3 ANÁLISES LABORATORIAIS 83

4.3.1 Sedimentologia 84

4.3.1.1 Análise de fácies 84

4.3.1.2 Análise granulométrica 85

4.3.2 Análises geoquímicas 85

4.3.2.1 Análise do conteúdo em carbonato de cálcio ($CaCO_3$) 85

4.3.2.2 Análise do conteúdo Matéria Orgânica Total (MOT) 85

4.3.2.3 Análise do C e N elementares e razões isotópicas de carbono ($\delta^{13}C$) e nitrogênio ($\delta^{15}N$) da matéria orgânica sedimentar 86

4.3.3 Determinação das taxas de sedimentação através da obtenção dos valores de emissão gama para os radionuclídeos ^{210}Pb 86

4.3.4 Palinologia 88

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO 91

5.1 PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA DE PERNAMBUCO NAS ADJACÊNCIAS DO SETOR INFERIOR DO ESTUÁRIO DO RIO CAPIBARIBE E DO PORTO DO RECIFE 91

5.1.1 Testemunho T1 91

5.1.1.1 Caracterização Sedimentológica 91

5.1.1.2 Datação ^{14}C e taxa de sedimentação 95

5.1.1.3 Teores de Matéria Orgânica Total (%MOT) e Carbonato de cálcio (%$CaCO_3$) 95

5.1.1.4 Análise elementar (C e N) e isotópica ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) da matéria orgânica sedimentar 96

5.1.2 Testemunho T2 99

5.1.2.1 Datações ^{14}C /^{210}Pb e taxas de sedimentação 99

5.1.2.2 Caracterização Sedimentológica 100

5.1.2.3 Teores de Matéria Orgânica Total (%MOT) e Carbonato de cálcio (%$CaCO_3$) 105

5.1.2.4 Análise elementar (C e N) e isotópica ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) da matéria orgânica sedimentar 107

5.1.2.5 Fácies sedimentares do testemunho T2 113

5.2 SISTEMA ESTUARINO DO RIO FORMOSO 115

5.2.1 Testemunho T3 115

5.2.1.1 Caracterização Sedimentológica 115

5.2.1.2 Teores de Matéria Orgânica Total (%MOT) e Carbonato de cálcio (%$CaCO_3$) 119

5.2.2 Testemunho T4 119

5.2.2.1 Datações ^{14}C e taxas de sedimentação 119

5.2.2.2 Caracterização Sedimentológica 120

5.2.2.3 Teores de Matéria Orgânica Total (%MOT) e Carbonato de cálcio (%$CaCO_3$) 122

5.2.2.4 Análise elementar (C e N) e isotópica ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) da matéria orgânica sedimentar 123

5.2.3 Testemunho T5 127

5.2.3.1 Datações ^{14}C e taxas de sedimentação 127

5.2.3.2 Caracterização Sedimentológica 127

5.2.3.3 Teores de Matéria Orgânica Total (%MOT) e Carbonato de cálcio (%$CaCO_3$) 131

5.2.3.4 Análise elementar (C e N) e isotópica ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) da matéria orgânica sedimentar 131

5.2.3.5 Palinologia 135

5.3 EVOLUÇÃO DEPOSICIONAL HOLOCÊNICA DO ESTUÁRIO DO RIO FORMOSO 144

6 CONCLUSÕES 153

REFERÊNCIAS 157

1 INTRODUÇÃO

O Holoceno é o período mais recente do Quaternário e abrange os últimos 11.700 anos de história de Terra. Do ponto de vista geológico, o Holoceno é muito pequeno, porém, é extremamente importante porque abrange as grandes civilizações, a história escrita e o intervalo de tempo em que o homem adquiriu a tecnologia para intervir no ambiente natural (SALGADO-LABOURIAU, 2007; SOUZA et al., 2005; SUGUIO, 2010).

Para uma melhor compreensão dos ambientes durante o Holoceno é importante considerar não somente as paisagens, mas a interrelação entre os processos preponderantes em determinado ambiente físico e os organismos que nele habitam (LORENTE, 2015; SALGADO-LABOURIAU, 2007).

Os últimos 15.000 anos antes do presente (AP), que abrangem o final do Pleistoceno e o Holoceno, constituem o intervalo de tempo com o maior número de informações paleoecológicas, sendo que essas em sua maioria são baseadas em análises realizadas por métodos físicos, químicos, geológicos e também biológicos, como o estudo dos macro e micro fósseis (SALGADO-LABOURIAU 1994).

No entanto, ainda são poucos os estudos de reconstituição paleoambiental que integrem esses diferentes métodos, muitas vezes gerando interpretações contrastantes para uma mesma região (LORENTE, 2015).

Segundo Lorente (2015), estudos que visam à reconstituição paleoambiental representam uma importante fonte de dados para a compreensão das mudanças ambientais que ocorreram ao longo do tempo geológico, principalmente durante o Quaternário.

Eventos de larga escala, tais como mudanças climáticas e na composição e distribuição de espécies vegetais, bem como a evolução costeira, delimitada por eventos de transgressão e regressão marinha, podem ser inferidos através da caracterização das assembleias dos microfósseis registrados nos sedimentos e apoiados por dados isotópicos de Carbono (C) e Nitrogênio (N) e o suporte de datação dos depósitos (BUSO JUNIOR, 2013a; BUSO JUNIOR, 2013b; COHEN et al., 2014; FRANÇA et al., 2013; LORENTE, 2015; PESSENDA et al., 2009; 2012).

As oscilações climáticas que caracterizaram o Quaternário, não somente modificaram ciclicamente a temperatura, como também os padrões de vento, de precipitação e a umidade relativa do ar na atmosfera, tendo reflexos significativos no relevo e na cobertura vegetal dos continentes (SALGADO-LABOURIAU, 2007).

O nível do mar sofreu flutuações após a deglaciação que ocorreu no Hemisfério Norte, principalmente após o Último Máximo Glacial - UMG (18.000 anos AP). Essas flutuações no nível relativo do mar e o transporte longitudinal de areia, associados com mudanças paleoclimáticas, controlaram a construção das planícies costeiras no Brasil (SUGUIO, 2010), tais como a planície costeira do Nordeste brasileiro (ALVES & ROSSETTI, 2017; BEZERRA et al., 2003; BOSKI et al., 2015; BRANNER, 1904; CALDAS et al., 2006; FONTES et al., (2017); MARTIN & BITTENCOURT, 2003; SUGUIO et al., 2013).

Apesar da existência de estudos de cunho geológico, são ainda escassas informações sobre a dinâmica da evolução sedimentar holocênica nas áreas de estudo, as quais abrangem depósitos de plataforma continental interna nas proximidades do Porto do Recife e sedimentos do sistema estuarino do rio Formoso.

As áreas de estudo estão sob influência de ambiente de Mata Atlântica bastante modificadas. O início da destruição da Mata Atlântica data da chegada dos europeus. Segundo Holanda (1995), as descrições são de uma floresta intocada, de enorme riqueza natural.

Segundo Almeida et al. (2006), a relação do colonizador com a floresta e seus recursos foi, desde sua origem, predatória. A falta de percepção da importância dos benefícios ambientais proporcionados pela cobertura florestal nativa e a valorização exclusiva da madeira em detrimento de produtos não madeireiros, levou a supressão de enormes áreas para expansão de lavouras e assentamentos urbanos e a adoção de práticas de exploração seletiva e exaustiva de espécies. Até 1700, as plantações de cana-de-açúcar teriam eliminado mil km^2 da Mata Atlântica.

Estima-se que para a moenda de cana de açúcar seriam necessários 15kg de lenha para cada quilo de açúcar. Para moer a produção, consumia-se 210 mil toneladas de matas secundárias e florestas e manguezais. Calculando-se duzentas toneladas de lenha por hectare, as moendas teriam consumido mais 1200 km^2, no curso de 150 anos (DEAN, 1996, apud ALMEIDA et al., 2006). A supressão da

vegetação em extensas áreas implica em impacto direto sobre o volume de sedimentos produzidos e/ou transportados para áreas de bacias receptoras, indicando mudanças no conteúdo sedimentar ou nas taxas de sedimentação nesses ambientes holocênicos.

A reconstituição da evolução holocênica, é de fundamental importância para o entendimento da dinâmica sedimentar e das variações ambientais, tais como: mudanças da composição de organismos animais e vegetais, origem ambiental da matéria orgânica, mudanças de níveis do mar.

Com base no refinamento de conhecimentos sobre os processos dinâmicos atuais, denota-se a necessidade de integração de estudos multi-parâmetros sobre a dinâmica sedimentar.

A análise das características sedimentares de áreas submersas por meio de estudos integrados envolvendo batimetria de detalhe, levantamentos hidrográficos e sedimentológicos, associados à utilização de quimioindicadores ambientais como a matéria orgânica sedimentar, constituem ferramentas das mais confiáveis e de resultados mais promissores em estudos da zona costeira e têm sido executados em várias áreas do globo (FAGANELI, 2006; HILTON, 1995; LAMB et al*.,* 2006; LORENTE et al., 2014; OGRINC et al*.,* 2005; OGRINC e SESHAN et al., 2010).

Estas técnicas têm sido aplicadas também com sucesso em estudos realizados na costa brasileira (BARCELLOS, 2000; BARCELLOS, 2005; BARCELLOS et al*.,* 2005; BARCELLOS e FURTADO, 2006; BARCELLOS et al*.,* 2009; BARCELLOS et al., 2016a; BARCELLOS et al., 2016b; BARCELLOS et al., 2017; BARROS, 2009; CONTI e FURTADO, 2006; FREITAS et al*.,* 2008; FURTADO, 1995; LIMA, 1998; LORENTE et al., 2014; MAHIQUES, 1995; MARTINS et al., 2016; PESSENDA et al., 2012; RODRIGUES et al*.,* 2002; SANTOS et al*.,* 2011; SANTOS e BARCELLOS, 2017).

Nesse contexto, a integração de multi-parâmetros como bioindicadores (conteúdo palinológico), conteúdos de matéria orgânica total (MOT), carbonato de cálcio ($CaCO_3$) (CARVER, 1971), parâmetros granulométricos, análise de estruturas sedimentares, C e N elementares e razões elementares e isotópicas de carbono (C) e nitrogênio (N), têm grande potencial de melhor elucidar a história das mudanças ambientais que ocorreram ao longo do Holoceno na costa de Pernambuco.

1.1 HIPÓTESE DE TRABALHO

Estudos multi-parâmetros no registro sedimentar holocênico da costa de Pernambuco podem evidenciar as principais modificações paleoambientais ocorridas neste período no sistema estuarino pouco impactado. O estudo também poderá indicar possíveis modificações de origem antrópica para um ambiente sob influência de atividades industriais e portuárias, mais recentes.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo geral

O principal objetivo deste trabalho foi realizar o estudo da evolução paleoambiental ocorrido durante o Holoceno na costa do Estado de Pernambuco (PE), com a finalidade de melhor compreender os processos naturais e/ou antrópicos atuantes na evolução deposicional holocênica em dois sistemas costeiros.

1.2.2 Objetivos específicos

i) Estudar a distribuição e composição dos sedimentos recentes que compõem os sistemas deposicionais estudados;

ii) Avaliar as taxas de sedimentação de zonas deposicionais utilizando os métodos de datação de ^{210}Pb e ^{14}C;

iii) Estabelecer a origem do material acumulado, utilizando a matéria orgânica sedimentar (elementar e isotópica) como indicadora;

iv) Caracterizar a composição florística da vegetação que se desenvolveu durante o Holoceno médio, através da identificação de palinomorfos presentes nos sedimentos do estuário do rio Formoso;

v) Utilizar os dados de datação de ^{14}C para estabelecer a cronologia das variações sedimentológicas e ambientais;

vi) Identificar as mudanças ambientais existentes nas áreas por meio dos parâmetros sedimentológicos, biológicos e geoquímicos utilizados na pesquisa (Estudo multi-parâmetros).

vii) Relacionar as mudanças históricas ocorridas na bacia de drenagem na área do Porto do Recife.

viii) Propor um modelo evolutivo de paleoambiente para os sistemas deposicionais que ocorreram a partir do Holoceno médio para o sistema estuarino do rio Formoso.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 A PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA DA COSTA DE PERNAMBUCO

Em ambientes de plataforma aberta, as ondas geralmente são o controle dominante na frequência e duração da ressuspensão e transporte de sedimentos (KOMAR et al., 1972; DRAKE & CACCHIONE, 1985; OGSTON et al., 2004). As correntes determinam a direção e taxa de transporte durante os eventos de ressuspensão na plataforma continental (SHERWOOD et al., 1994). O conhecimento de ambos é necessário para caracterizar a reformulação física e a redistribuição de sedimentos na plataforma (NITTROUER, 2007).

A resposta do fundo do mar ao forçamento fluido depende de uma série de propriedades do fundo, incluindo: tamanho de grão, grau de seleção, densidade, porosidade, rugosidade da superfície, consolidação e coesão. Na parte interna da plataforma continental, ocorre a transição entre lama e areia. O leito do mar é uma areia siltosa não coesa, com ondulações geradas por ondas e, possivelmente, formas de leito em grande escala (CACCHIONE et al., 1999; HANES et al., 2001).

A plataforma continental do Estado de Pernambuco apresenta, na sua quase totalidade, reduzida largura (média de 35 km), pouca profundidade, declive suave, quebra da plataforma entre -50 e -60 m, águas relativamente quentes, salinidade elevada e cobertura sedimentar composta por sedimentos terrígenos e carbonáticos biogênicos (MANSO et al., 2003).

O baixo índice de erosão continental e a pequena taxa de sedimentação marinha na plataforma, associados a fatores estruturais da área, podem ser responsáveis pela reduzida largura, enquanto a pouca profundidade é atribuída à ineficiência de processos marinhos nos últimos períodos geológicos. É possível ainda que a corrente do Brasil possa, em parte, explicar o modesto desenvolvimento da plataforma, similar ao que ocorreu com a plataforma sudeste de Angola (MANSO et al., 2004).

Uma feição morfológica característica do litoral pernambucano é sem dúvida a presença constante na plataforma continental interna de linhas de arenitos de praia, geralmente paralelas à costa, que servem como substrato para o desenvolvimento de

algas e corais, além de constituir uma efetiva proteção à costa, na medida em que absorve grande parte da energia das ondas incidentes, mesmo estando os arenitos de praia completamente submersos (MANSO et al., 2003).

Em relação a tais arenitos de praia, geralmente ocorrem duas ou três exposições com a primeira quase sempre emersa e próxima à praia e as demais praticamente submersas ou parcialmente emersas, sendo todas relacionadas às antigas linhas de praia (BRANNER, 1904; MABESOONE, 1964).

Essa plataforma continental é caracterizada por uma ativa produção carbonática orgânica que se traduz pelo desenvolvimento de fundos de algas calcárias. As algas, que formam o principal componente desses sedimentos de fundo, pertencem à família Coralinaceae, subfamília Melobesiae, com uma ou mais espécies do gênero Lithothamnium. São constituídas de 75 a 95% de carbonato de cálcio, 4 a 10% de carbonato de magnésio e ainda de oligoelementos (COUTINHO, 1976).

Geralmente o limite superior de ocorrência dessas algas calcárias está ligado diretamente ao fim da influência terrígena, normalmente em torno de -20m, enquanto seu limite inferior está situado entre -80m e -90m, raramente atingindo -100m de profundidade (Manso,1997). Ao lado das algas coralinas, merecem destaque as algas verdes calcificadas, representadas pelo gênero Halimeda, Udotea e Penicillius, que são igualmente importantes formadoras de sedimentos biogênicos (COUTINHO, 1976).

A predominância de sedimentos carbonáticos orgânicos na plataforma continental de Pernambuco é resultado da interação dos seguintes fatores, segundo Coutinho, (1976): a) Plataforma estreita, rasa, águas quentes, salinidade elevada e ação das correntes; b) Predominância de clima semiárido no interior do continente, resultando no pequeno aporte de sedimento à plataforma e, consequentemente, presença de substrato duro, desprovido de sedimento fino, ideal para fixação da epifauna e da epiflora; c) Fraco desenvolvimento de corais hermatípicos; d) Fenômeno de competição, algas calcárias versus corais.

Outra característica da plataforma pernambucana é a pequena quantidade de corais, comparada ao grande desenvolvimento de algas. O crescimento desses corais ficou restrito aos substratos litificados, representados pelas antigas linhas de praias ou estruturas de recifes algálicos. O crescimento atual dos corais é restrito ao lado

externo dos *beachrocks* ou sobre as construções de algas calcárias incrustantes (COUTINHO, 1976).

2.2 ESTUÁRIOS E SEDIMENTOS NA COSTA DE PERNAMBUCO

Estuários são comuns em plataformas continentais sob regimes transgressivos (DALRYMPLE et al., 1992), e eficientes armadilhas de sedimentos (MEADE, 1972; BIGGS & HOWELL, 1984), e têm um bom potencial de preservação de seus depósitos devido às suas localizações em paleovales (DEMAREST & KRAFT, 1987). Representam ambientes costeiros remanescentes de antigos vales de rios, afogados pelas variações eustáticas do nível do mar (TRAINI et al., 2015).

Estuários e lagunas são sensíveis às flutuações do nível do mar, marés, mudanças climáticas, tectônica e mais recentemente aos impactos antrópicos (DALRYMPLE et al., 1992; MILLIKEN et al., 2008; RODRIGUEZ et al., 2005; SHIDELER, 1984; TROIANI et al., 2011). Nesse dinâmico ambiente de misturas de diferentes fontes de águas e fortes gradientes químicos, há uma grande capacidade de acumulação de elementos contaminantes, introduzidos por atividades antrópicas (DELGADO et al., 2012; SANGER et al., 1999; SPENCER et al., 2003; WEISTEIN, 1996).

Os estuários são encontrados no mundo todo e em todo tipo de clima correspondendo a um sistema fluvial em conexão com o oceano, podendo ser subdividido em zonas distintas, com limites dinâmicos que podem se modificar sazonalmente de acordo com a intensidade e a variabilidade dos diferentes agentes como a descarga hídrica, regime e amplitude de marés, ventos, circulação da região costeira adjacente (MIRANDA & CASTRO FILHO, 1996).

A evolução desses ambientes sedimentares costeiros depende da interação entre parâmetros hidrodinâmicos, sedimentares, morfológicos e a atividade biológica. (BOULHOSA, 2007; MARTINS, 2010).

Os sedimentos dos estuários refletem a complexa e dinâmica natureza desse ecossistema. A deposição dos sedimentos é decorrente do fluxo a partir dos rios, do trabalho da água costeira e da distribuição de correntes no interior do estuário.

Próximo à costa, os sedimentos dominantes são arenosos, e, no interior do estuário, há sedimento fino e muitas vezes argiloso, com grande concentração de matéria orgânica. Naturalmente, a deposição dos sedimentos depende da bacia hidrográfica dos rios que deságuam no estuário, sendo os usos dessas bacias e a taxa de erosão fatores importantes na deposição dos sedimentos (TUNDISI, 2008).

Há, portanto, uma formação nos sedimentos do estuário. A taxa de sedimentação varia de acordo com a dimensão das partículas e a velocidade das correntes. Deve-se ainda considerar que a mistura de água do mar com águas doces produz uma floculação de partículas finas que se aderem formando agregados (SUGUIO, 2011; TUNDISI, 2008). Assim, muitos estuários são caracterizados por alta concentração de material em suspensão e baixa penetração de luz. Esse gradiente de material em suspensão depende da circulação, da velocidade de sedimentação das partículas da descarga de material pelos rios e das diferenças mecânicas entre a força da maré e a velocidade dos rios (TUNDISI, 2008).

Em estuários onde ocorrem manguezais, há uma alta concentração de matéria orgânica dissolvida (MOD) e matéria orgânica particulada (MOP), com substâncias húmicas que formam complexas moléculas. Essas substâncias húmicas e o material em decomposição nos estuários produzem uma coloração característica que ocorre principalmente nos rios e tributários e que é importante como filtro para certos componentes de onda da radiação que atinge a superfície da água (TUNDISI, 2008).

Em muitos estuários, a contribuição das plantas superiores à formação de detritos é muito grande. Todos os produtores primários são importantes fontes de detritos orgânicos de várias dimensões, os quais são imediatamente alterados por micro-organismos. Esses aumentam o valor nutritivo dos detritos e aceleram a sua decomposição e transformação em substâncias húmicas. Os detritos de origem orgânica acumulam-se no sedimento e são removidos por animais em um processo conhecido como bioturbação (perturbação de origem biológica por ação mecânica) (TUNDISI, 2008).

Animais e seus excretas também contribuem com detritos orgânicos. Além do material particulado sob forma de detritos, há alta concentração de substâncias orgânicas dissolvidas nos estuários que podem ser metabolizadas por bactérias,

aumentando, assim, a matéria particulada viva. Em muitos estuários, essas substâncias orgânicas dissolvidas têm origem na decomposição da vegetação de manguezais ou de plantas aquáticas (TUNDISI, 2008). Essas características são observadas nos dois ambientes estudados.

Santos (2016), estudando sedimentos superficiais do estuário do rio Formoso conclui que:

> "Os sedimentos que compõem a região do estuário do rio Formoso são predominantemente arenosos e pobremente selecionados tanto para a época de inverno quanto para a época de verão. Isso é decorrente da energia moderada no sistema devido à proteção dos recifes na desembocadura do estuário, a média amplitude de maré e a descarga líquida fluvial de pequeno porte. Independentemente da época, houve um predomínio de sedimentos litoclásticos (influência terrígena) e de baixos teores de matéria orgânica, com percentuais de carbonato de cálcio inferior a 30% e de MOT inferior a 10%. Algumas estações apresentaram valores elevados de matéria orgânica (áreas passíveis de acumulação de poluentes adjacentes aos tanques de carcinicultura, região do estuário superior. A distribuição sedimentar e da matéria orgânica indica que o sistema parece funcionar como retentor de material de origem continental, principalmente, no estuário superior. "

Oliveira (2014) estudando sedimentos superficiais do estuário do rio Capibaribe conclui que:

> "O estuário do rio Capibaribe é um ambiente deposicional de baixa energia submetido à forte influência de fontes terrígenas, em especial antrópicas, com influência marinha na sedimentação em porções específicas do sistema. A área comporta-se como um retentor natural de sedimentos, e aparenta exportar sedimentos arenosos e lamas para o oceano adjacente, com evidência durante o período chuvoso. "

Xavier (2017), estudando sedimentos históricos do médio e setor inferior do estuário do rio Capibaribe, concluiu que:

> "O estuário do rio Capibaribe vem passando por um processo de interferência antrópica desde o início do século XVII. Essas intervenções no meio físico podem ter interferido e modificado o padrão sedimentar do sistema estuarino. Para o baixo estuário do rio Capibaribe, foram registrados os principais eventos de modificação da linha de costa. A primeira intervenção ocorreu em 1849 com a construção do dique do Nogueira, uma obra de melhoramento do Porto do Recife, modificando o padrão sedimentar principalmente na bacia do Pina, ocorrendo maior deposição de areia, menor sedimentação de finos e de matéria orgânica consequentemente de metais no sistema. Quanto aos valores das taxas de sedimentação, o médio estuário registrou uma maior taxa de sedimentação quando comparado ao baixo estuário, 0.52 $cm.ano^{-1}$ e 0,45 $cm.ano^{-1}$, respectivamente. "

2.3 EVOLUÇÃO HISTÓRICA DO PORTO DO RECIFE

No trabalho "Pernambuco – Seu desenvolvimento histórico", de Leipzig, 1895, apud Lima, 1980, foi lido que em 1526, já reinando D. João III, pagava-se direitos na

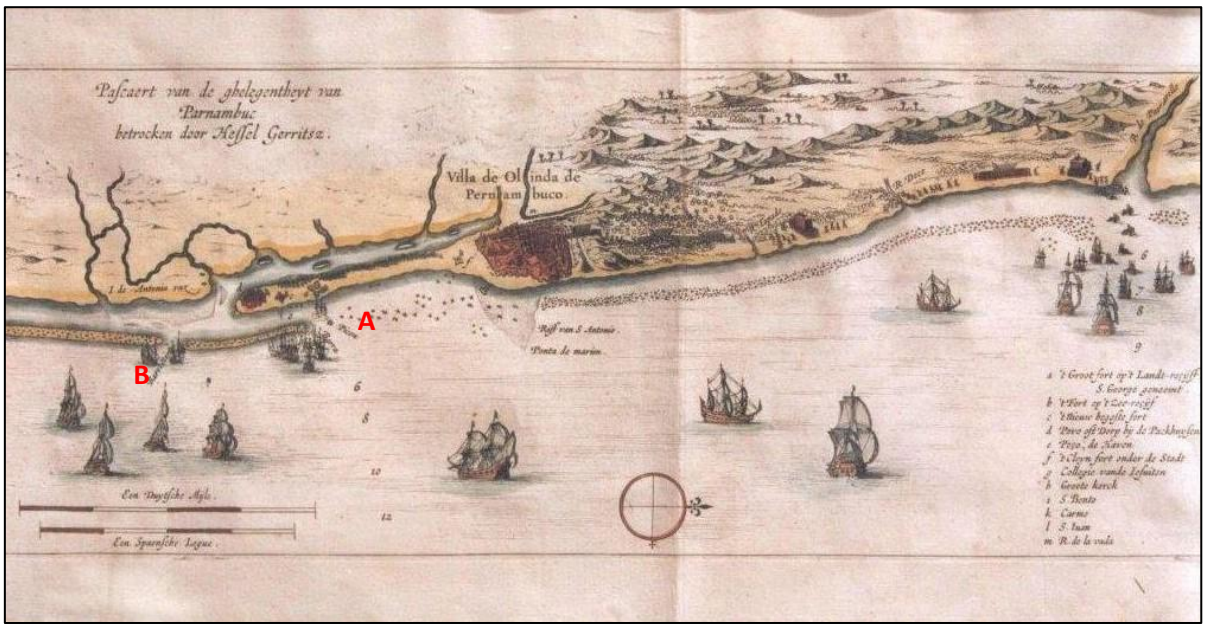
Casa da Índia, em Lisboa, pelo açúcar vindo de Pernambuco, lugar em que havia sido estabelecida uma feitoria. Após um histórico de saques por navio franceses, a coroa portuguesa tomou algumas decisões com objetivo de proteger o território do “Novo Mundo” (CASTRO, 1976) (Fig. 1).

Segundo Xavier (2017), a presença de uma linha de arrecifes próxima à linha de costa foi de fundamental importância para instalação de um porto distante ao sul cerca de uma légua de Olinda e o acesso ao porto era feito por duas entradas, uma ao norte (A) (canal principal do rio Capibaribe) e outra localizada mais ao sul chamada Barreta das Jangadas (B) (Fig. 2).

Figura 1 - Vista da baía de Pernambuco com encontro dos rios Beberibe e Capibaribe

Fonte: Caetano (1759).

Figura 2 - Mapa histórico das cidades de Recife e Olinda de 1626. O acesso ao porto era feito por duas entradas, uma ao norte (A) (canal principal do rio Capibaribe) e outra localizada mais ao sul chamada Barreta das Jangadas (B)



Fonte: Modificado de Museu Nacional do Rio de Janeiro: In Xavier (2017).

Assim, provém a doação da Capitania a Duarte Coelho Pereira, que com muitos parentes, veio colonizar essa porção de terra em 1534 (ALMEIDA et al., 2006; CÂMARA et al., 2012; MELO, 1919; PEDROSA, 2007; PORTO DO RECIFE, 2017; SMITH, 2012a; SMITH, 2012b).

No Tratado Descritivo do Brasil, obra de Gabriel Soares de Souza (1587, apud CASTRO, 1976) lê-se que:

> “Do rio de Igarassu ao Porto da Vila de Olinda são quatro léguas, a qual está em altura de oito graus. Nesse porto de Olinda se entra pela boca de um arrecife de pedra e, entrando ao longo do arrecife, fica o Rio Morto (Beberibe), pelo qual entram até acima navios de cem tonéis até duzentos... e defronte do surgidouro dos navios faz esse rio outra volta deixando no meio uma ponta de areia onde está uma ermida do Corpo Santo. Neste lugar vivem alguns pescadores e oficiais da ribeira, e estão alguns armazéns em que os mercadores agasalham os assucares e outras. ”

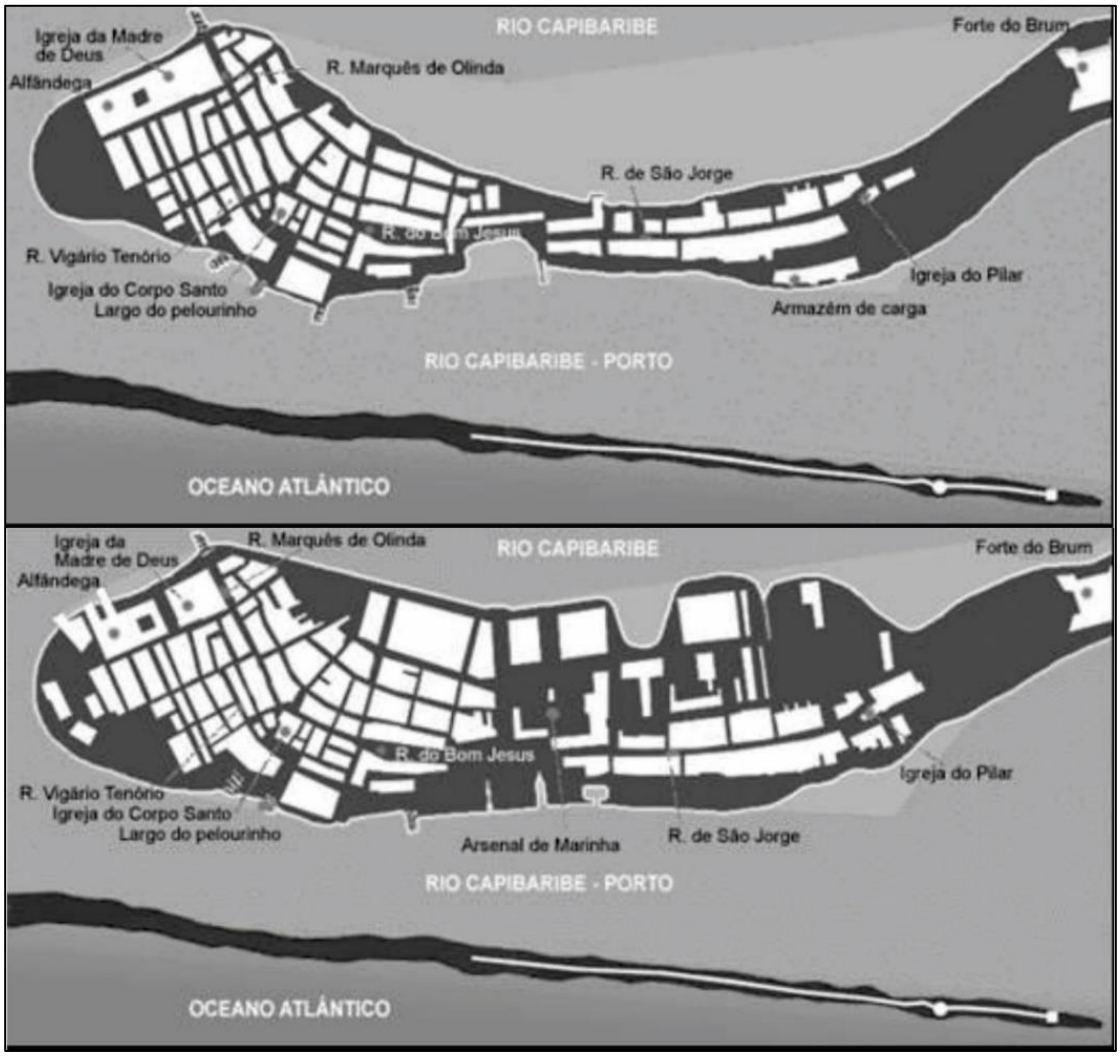
Trataram logo de aterrar os alagados para expandir seus domínios. A ”Aldeia do Recife” ganhava novos ares. Ainda que a sua evolução tenha sido rápida, somente em 1709 o Recife foi elevado à categoria de vila e, mais de cem anos depois, 1823, alçou a hegemonia de cidade. Em 1827, adquiriu o título de capital da província de Pernambuco, retirando de Olinda tal regalia (QUINTAS, 2016; SMITH, 2012a; SMITH, 2012b). A Ribeira Marinha dos Arrecifes ainda era o povo, a povoação misturada ao porto, ou melhor, ao ancoradouro. O elemento marítimo e o elemento terrestre

misturavam-se, confundiam-se, não existindo características bem definidas para um ou outro organismo, perdurando ligações fortes entre porto e cidade (ALMEIDA et al., 2006; CÂMARA et al., 2012; MELO, 1919; PEDROSA, 2007; PORTO DO RECIFE, 2017; SMITH, 2012a; SMITH, 2012b).

Esse Recife era tudo que se poderia chamar de porto. As obras realizadas, posteriormente, visaram a melhorar a sua ação de dique protetor. Os mapas de Koster (1978) apresentam as intensas modificações geomorfológicas do bairro do Recife com os processos de aterramentos ainda no período de 1808 e 1854 (Fig. 3).

Segundo Pedrosa (2007), é interessante lembrar que o Recife foi inicialmente considerado como de coral. Charles Darwin chegou a dedicar um capítulo à formação geológica, sob o título “O Recife de Grés do Porto de Pernambuco”, onde ele descreve:

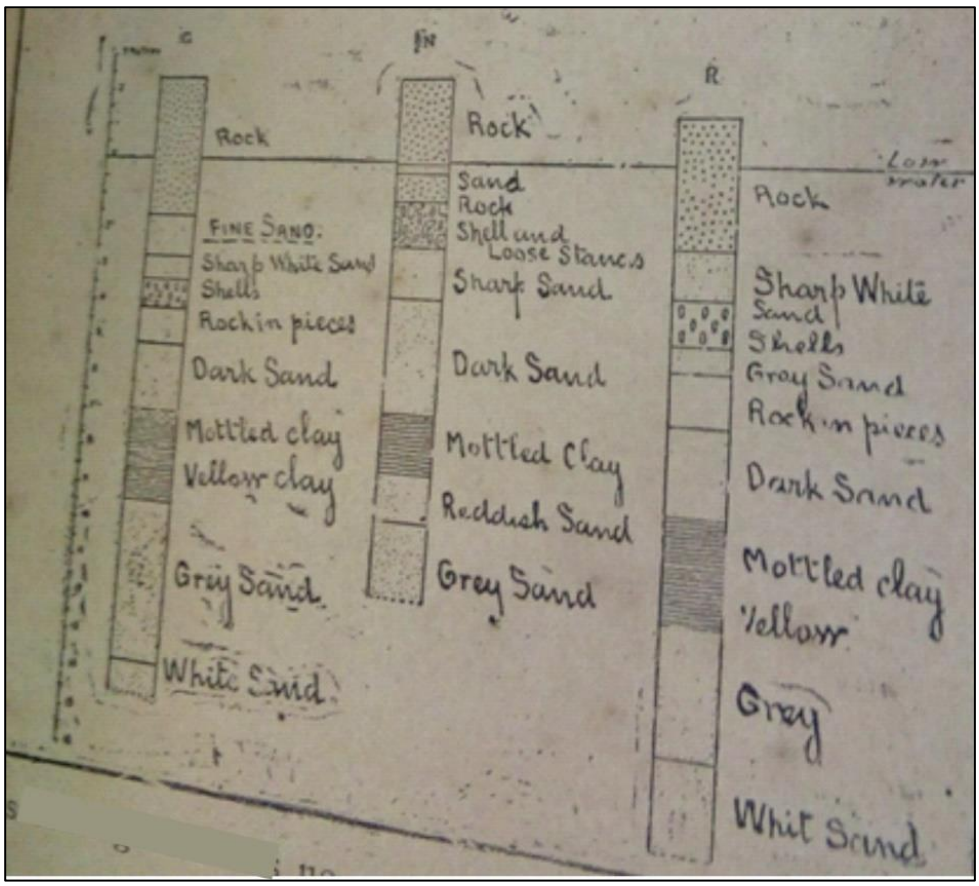
Figura 3 - Mapas do Recife de 1808 e 1854



Fonte: Koster (1978).

Porém, o conhecimento detalhado de sua estrutura deve se a John Hawkshaw, engenheiro inglês autor de um projeto de melhoramento do porto, tendo realizado sondagens no arrecife, desconhecidas até 1874 (ALMEIDA et al., 2006; CÂMARA et al., 2012; MELO, 1919; PEDROSA, 2007; PORTO DO RECIFE, 2017; SMITH, 2012a; SMITH, 2012b) (Fig. 4).

Figura 4 - Sondagens geológicas realizadas nos arrecifes da área portuária de Recife



Fonte: Ferraz (1914).

Branner (1904) relaciona os mais importantes trabalhos escritos acerca do Porto do Recife, sob o ponto de vista geológico: Darwin, Rathburn, Hawkshaw, Fournié e Beringer.

Os primeiros estudos mais acurados para melhoramento do porto foram elaborados pelos engenheiros Victor Fournié e Sir Hawkshaw em 1874 e 1875, respectivamente (ALMEIDA et al., 2006; CÂMARA et al., 2012; MELO, 1919; PEDROSA, 2007; PORTO DO RECIFE, 2017; SMITH, 2012a; SMITH, 2012b).

Victor Fournié apresentou um longo plano de melhoramento da Cidade do Recife, em que o estuário era transformado em bacias, utilizando-se as águas acumuladas de maneira a conduzi-las convenientemente para limpeza dos canais de entrada, declarando que “Recife era um bom porto servido por um mau ancoradouro” (Revista Quebra-mar, 1977, apud PEDROSA, 2007).

Fournié aconselhava a construção de um quebra-mar sobre o “Banco Inglês” e um grande Molhe enraizado no porto do Recife, próximo ao Forte do Picão (esse se localizava sobre o arrecife, em frente à cidade de Recife) e avançando obliquamente para o mar em direção ao quebra-mar, estabelecendo assim um ancoradouro para o fundo e perfeitamente abrigado contra os ventos do quadrante SE (Revista Quebra-mar, 1977, apud PEDROSA, 2007).

Em 1885, o Engenheiro Alfredo Lisboa que dirigia a Comissão de Melhoramentos do Porto do Recife elaborou um projeto que serviu de base as principais modificações realizadas na área portuária (ALMEIDA et al., 2006; CÂMARA et al., 2012; MELO, 1919; PEDROSA, 2007; PORTO DO RECIFE, 2017; SMITH, 2012a; SMITH, 2012b).

Em 1907, o governo nomeou uma subcomissão para o estudo e elaboração do projeto definitivo para o melhoramento do Porto do Recife, cuja direção coube ao engenheiro Alfredo Lisboa (ALMEIDA et al., 2006; CÂMARA et al., 2012; MELO, 1919; PEDROSA, 2007; PORTO DO RECIFE, 2017; SMITH, 2012a; SMITH, 2012b).

Esse engenheiro, tomando por base os estudos anteriores e procedendo a um levantamento da hidrografia do estuário executou o plano de ampliação do Porto do Recife, o qual, com ligeiras modificações, permanece até os dias atuais (CASTRO, 1976)

2.3.1 As Obras de Ampliação no Início do Século XX do Porto do Recife

Pela Portaria de 17 de dezembro de 1908, foram aprovadas as obras do Porto do Recife. Em julho de 1909, “pôde o batelão receber, em frente à praça Tiradentes, 20 toneladas de pedra que foram lançadas no local e alinhamento indicados pela Comissão Fiscal” (CASTRO, 1976).

Estavam, assim, iniciadas, as obras de melhoramento do Porto do Recife (Fig. 5 e 6).

Figura 5 - Planta do Porto do Recife, de 1914

Fonte: Ferraz (1914).

De 1912 a 1914, foi dado grande impulso às obras, tendo se iniciado em 1915 a construção dos armazéns, usina eletrogênea e gradil, separando da rua marginal a faixa comercial do cais, pilares e encontro Norte da ponte sobre o Capibaribe (ALMEIDA et al., 2006; CÂMARA et al., 2012; MELO, 1919; PEDROSA, 2007; PORTO DO RECIFE, 2017; SMITH, 2012a; SMITH, 2012b).

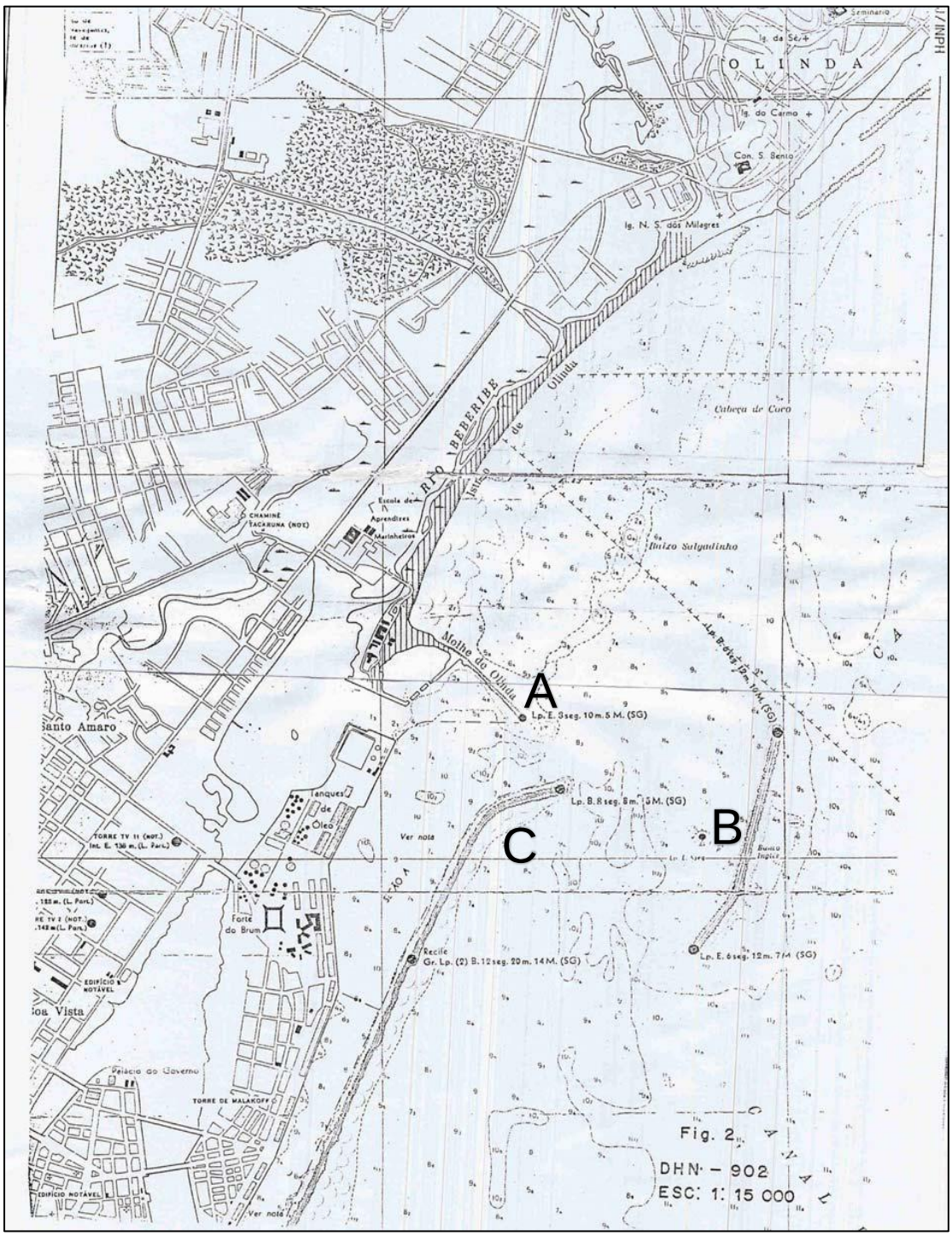
Em fins de 1917 estavam concluídos: o quebra-mar numa extensão de 1.160m a partir do farol do Picão; 504m do Molhe do Istmo de Olinda; 402m de cais de concreto sobre enroscamento; 550m de cais do mesmo tipo para revestir o aterro na margem esquerda do rio Beberibe (ALMEIDA et al., 2006; CÂMARA et al., 2012; MELO, 1919; PEDROSA, 2007; PORTO DO RECIFE, 2017; SMITH, 2012a; SMITH, 2012b) (Fig. 7 e 8).

Segundo Cabral (2011), em função da construção desse molhe houve alterações nas vagas marítimas em seu entorno. Como consequência, em meados de 1912 o mar causou uma ruptura no istmo abrindo uma enorme fenda, rompendo inclusive a via férrea construída para execução da obra. Assim, parte do istmo foi transformado na atual Ilha do Recife, separando-a de Olinda.

Segundo Ferraz (1914), o rompimento do istmo acima descrito “veio originar a ideia de converter a bacia do Beberibe [...] em uma vasta doca de comércio, em comunicação direta com o anteporto”. Nesse caso haveria a necessidade de remover, em parte ou no todo, o enrocamento de proteção exterior ao istmo de Olinda, segundo indicou o engenheiro Alfredo Lisboa. Em outras palavras, depois de retirado, o

enrocamento daria lugar a um canal de comunicação do anteporto (entre os arrecifes e o istmo) com a bacia do rio Beberibe.

Figura 6 - Localização do molhe de Olinda (A), do Banco Inglês (B) e do quebra-mar principal do Porto do Recife (C), além de linhas batimétricas



Fonte: Modificado de Pedrosa (2007).

Figura 7 – Feição que mostra parte da elevação artificial sobre o arrecife

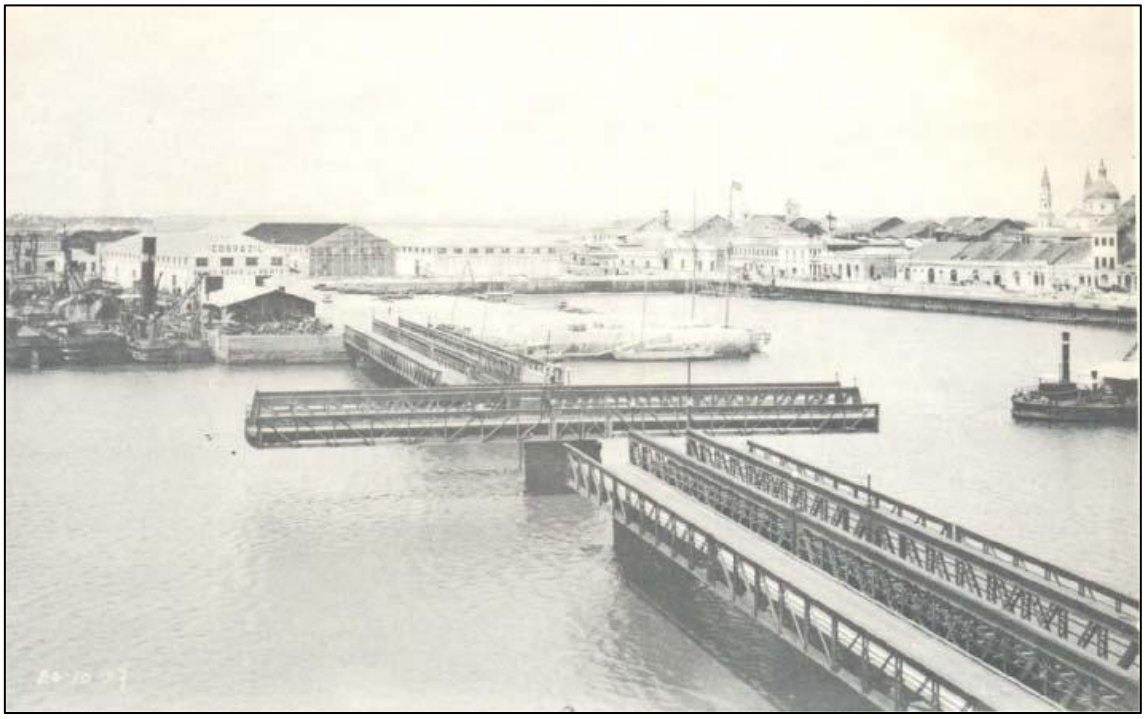
Fonte: Ferraz (1914).

Figura 8 – Feição parcial de rochas colocadas na extensão do istmo de Olinda, na área portuária de Recife

Fonte: Ferraz (1914).

Segundo Pedrosa (2007), de 1909 a 1912 foram dragados 933.379 m³, em 1913 e 1914 foram dragados 896.876 m³. Nessa ocasião foi suspensa a dragagem até meados de 1915; dessa época até fins de 1917 foram dragados 1.181.952 m³. Foi, também, concluída a construção da ponte com vão giratório sobre o rio Capibaribe (Fig. 9).

Figura 9 - Vista da doca de Santa Rita, no ano de 1937, vendo-se no primeiro plano a ponte giratória.

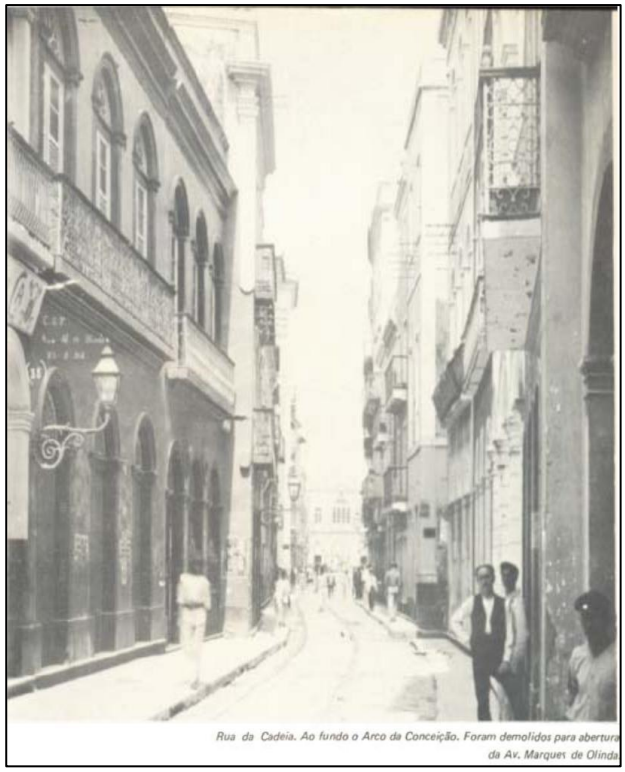


Fonte: Revista Quebra-mar (1977).

Por outro lado, foram desapropriados todos os prédios e trapiches necessários à faixa do futuro cais, à abertura de uma avenida em prolongamento da ponte Buarque de Macedo, até a linha do cais, que é a atual avenida Rio Branco, ao alargamento da rua Marquês de Olinda, desde a ponte Sete de Setembro até o porto (ALMEIDA et al., 2006; CÂMARA et al., 2012; MELO, 1919; PEDROSA, 2007; PORTO DO RECIFE, 2017; SMITH, 2012a; SMITH, 2012b).

Segundo Pedrosa (2007), foram demolidas as velhas construções e os escombros removidos e feito o calçamento das ruas, e, assim, transformou-se, por completo, uma parte do velho bairro comercial do Recife, substituindo-se as estreitas e tortuosas vielas por largas avenidas de acesso (Fig. 10 e 11).

Figura 10 - Rua da Cadeia. Ao fundo ficava o Arco da Conceição, o qual foi demolido para abertura da Av. Marques de Olinda



Fonte: Revista Quebra-mar (1978).

Figura 11 – Visão parcial da demolição realizada para a abertura da Av. Rio Branco (1911)

Fonte: Revista Quebra-mar (1978).

Prosseguindo as obras de ampliação, de 1923 a 1926, foram construídos os atuais armazéns n º 1-A, 2, 12 e 13 e o prédio da Administração do Porto. Também foi iniciada a construção do armazém nº 15 (ALMEIDA et al., 2006; CÂMARA et al., 2012; MELO, 1919; PEDROSA, 2007; PORTO DO RECIFE, 2017; SMITH, 2012a; SMITH, 2012b).

No molhe de Olinda foram colocadas 7.746 toneladas de blocos naturais de granito (ALMEIDA et al., 2006; CÂMARA et al., 2012; MELO, 1919; PEDROSA, 2007; PORTO DO RECIFE, 2017; SMITH, 2012a; SMITH, 2012b).

Segundo Pedrosa (2007), em 1928, ainda no molhe de Olinda, foram lançadas 11.681 toneladas de blocos naturais de granito, como reforço.

No período que vai de 1931 a 1940, foram lançadas 8.000 toneladas de blocos de pedra.

Contudo, a partir da década de 1940, verificou-se que havia um forte ataque, pela agressividade das águas do mar, à muralha desses cais, apresentando verdadeiras crateras em vários pontos (Revista Quebra-mar, 1980).

2.3.2 Os Estudos do Laboratório Neyrpic

Segundo Pedrosa (2007), as modificações introduzidas no traçado interno do Porto do Recife ao longo da primeira metade do século XX, associadas à construção da Base Naval, deram origem a problemas erosivos que obrigaram um estudo sobre modelos reduzidos, buscando a atenuação de condições perigosas para a atracação dos navios, em função da transformação que se operou no regime hidráulico da bacia portuária.

A introdução de novas benfeitorias impulsionou a criação de maior energia das ondulações, gerando uma questão de ímpar importância, somente solucionável através de estudos de hidráulica experimental.

Tais estudos, em princípio, foram solicitados pelo Escritório Técnico da Construção da Base Naval, sob a direção do Almirante Haroldo Cox, tendo recebido, aquela autoridade, em 1953, uma proposta financeira para o “Estudo Experimental e um Relatório Preliminar” (COSTA, 1987).

Todavia, a ocorrência da erosão nas praias de Olinda, cujo efeito desastroso se acentuou desde 1948, fez com que o Departamento Nacional de Portos, Rios e Canais, assumisse a responsabilidade financeira da realização simultânea dos estudos do melhoramento do porto do Recife e da defesa das praias de Olinda e, dessa forma, foi firmado um contrato entre o Laboratório NEYRPIC (Laboratoire dauphinois d'hydraulique), de Grenoble, França, e a Administração do Porto do Recife (COSTA, 1987).

Segundo Pedrosa (2007), o Laboratório Neyrpic elaborou, então, estudos e apresentou soluções para os problemas oriundos da penetração nas bacias internas da agitação do largo.

Ainda de acordo com Pedrosa (2007), no Estado anterior à construção do cais frontal, as ondas provenientes do largo, após penetrar o ‘passo”, difratavam-se nas extremidades dos molhes, expandindo-se no interior da bacia, vindo amortecer-se nas antigas praias do forte do Buraco.

Todavia, a construção do cais Frontal modificou profundamente esse regime, criando verdadeira zona de reflexão, prejudicial tanto para a acostagem, quanto para a entrada do Dique Seco e da Carreira, pois esse cais, enraizado no molhe de Olinda, e perpendicular a essa obra, fronteiro à entrada da barra, era diretamente atingido pela agitação procedente do largo (PEDROSA, 2007).

Continuando, Pedrosa (2007), ainda explicou que a agitação diante do cais frontal assumiria valores importantes no caso de uma onda originária do quadrante SE, permitindo não somente más condições de acesso às bacias internas, como às próprias portas dos diques e mesmo, ao simples fundeamento das embarcações.

A agitação importante criada pelas ondas, nessa região, obrigava a procura de soluções de melhoramentos, que seriam a construção de espigões convenientemente dispostos e de dimensões ditadas pelos “modelos reduzidos’, assim como complementação do molhe de Olinda, a fim de atenuar os efeitos inconvenientes das ondas difratadas e refletidas (PEDROSA, 2007).

Pedrosa (2007), ainda cita que o estudo menciona que a maior amplitude de maré medida chegou a 2,8 m, enquanto que as velocidades de maré foram medidas na extremidade Sul da Ilha do Recife e na bacia da Coroa dos Passarinhos, variando

de 0,2 m/s a 0,7 m/s e apresentando uma correlação com a maré vertical. Na entrada do porto foram observadas velocidades de cerca de 0,7 m/s durante uma variação de maré de 2,5m.

As ondas e vagas geralmente vinham de sudeste, mas nos meses de outubro e janeiro, também de leste. Quanto à sua altura, entre maio e outubro as ondas excediam 3,6m durante 5% do tempo e mesmo 10% nos outros meses (PEDROSA, 2007).

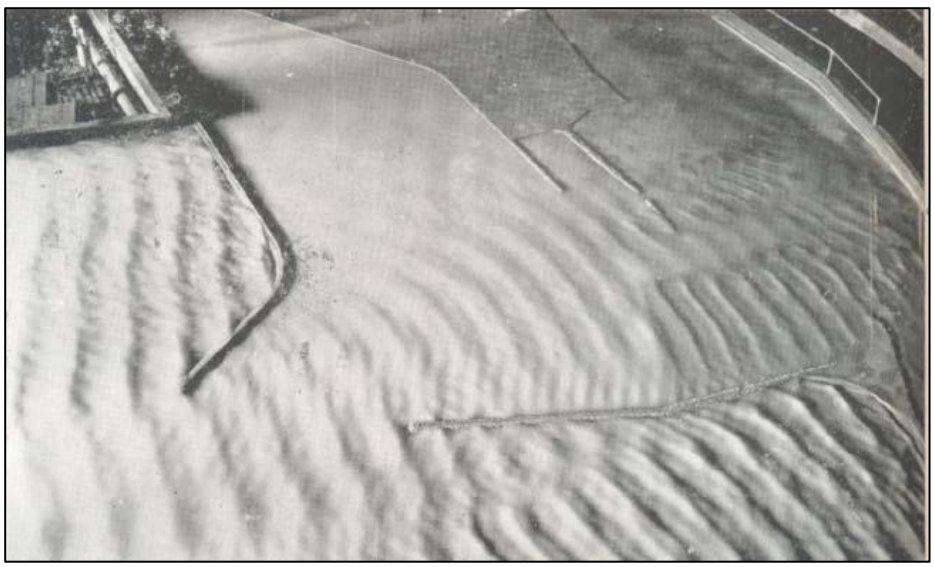
Em 1955, foram iniciadas a construções dos modelos, sendo um a fundo fixo, para o estudo da agitação e das correntes no interior do porto e, eventualmente, enlodamento, e um modelo a fundo móvel, para o estudo da conservação das profundidades do canal do Norte (PEDROSA, 2007).

A seguir, são apresentadas, resumidamente, as principais conclusões desse relatório, segundo Guerreiro Júnior (1958).

As ondulações curtas que quebram sobre o Banco Inglês sofrem uma diminuição da sua amplitude devido a uma importante perda de energia na arrebentação.

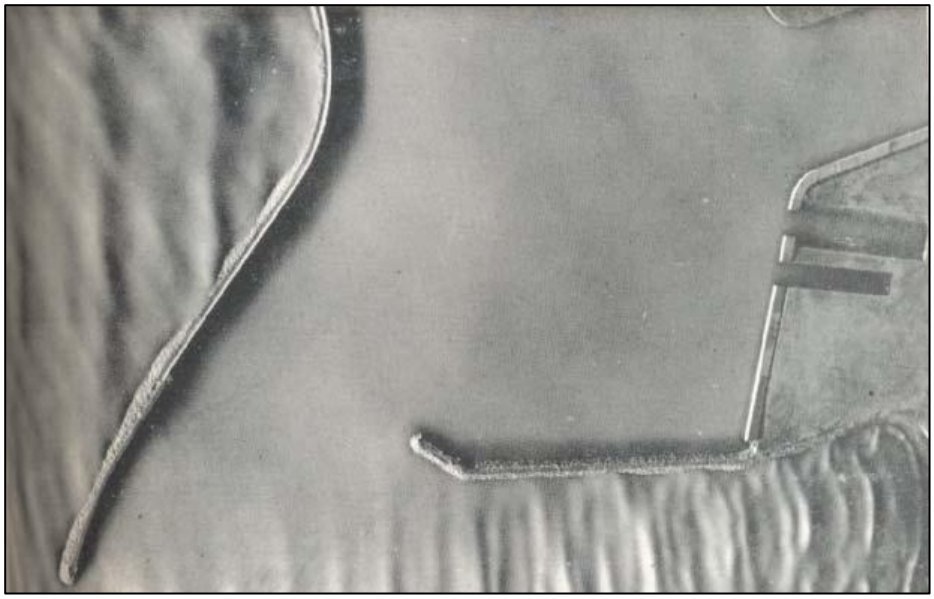
As reflexões eram sensíveis sobre a parte do prolongamento do cais situado em frente do canal de entrada. Notou-se também um aumento da amplitude das ondas na passagem conduzindo à bacia do Beberibe (Fig. 12 e 13).

Figura 12 - Aspecto do modelo reduzido em funcionamento no laboratório Neyrpic, onde se percebe o aumento da turbulência e do empinamento das ondas ao norte do molhe de Olinda



Fonte: Guerreiro Júnior (1958).

Figura 13 - Aspecto do modelo reduzido em funcionamento no laboratório Neyrpic, onde se percebe a mudança provocada pelo prolongamento do quebra-mar do Porto do Recife, gerando, com isso, uma grande turbulência das ondas ao norte do molhe de Olinda



Fonte: Guerreiro Júnior (1958).

Como a agitação das ondas nas bacias portuárias geralmente aumentava, foi recomendado fazer uma investigação adicional com o objetivo de diminuir a penetração das ondas por meio de um estreitamento da entrada do porto ou alongando o quebra-mar principal. Essa investigação foi realmente feita, mas mostrou que o estreitamento da entrada não resultaria em melhoramento efetivo (PEDROSA, 2007).

2.4 ISÓTOPOS ESTÁVEIS E RAZÕES ELEMENTARES EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS

Os isótopos estáveis de H, C, N, O e S ocorrem naturalmente na atmosfera, hidrosfera, litosfera e biosfera. Eles são átomos de um mesmo elemento, mas com diferentes massas (BARRIE; PROSSER, 1996). Os isótopos mais “leves”, ou seja, aqueles com menor massa atômica (^{12}C, ^{14}N, ^{32}S) são mais abundantes na natureza, enquanto que os que possuem maior massa atômica, tais como ^{13}C, ^{15}N e ^{35}S, são mais raros (BOUTTON, 1996; LORENTE, 2015; MARTINELLI et al., 2009).

Ocorrem na natureza três isótopos de carbono, sendo dois estáveis (^{12}C e ^{13}C) e um radioativo (^{14}C). O isótopo radioativo ^{14}C é formado continuamente na alta atmosfera quando raios cósmicos constituídos de alta energia atingem a Terra e se chocam com gases da estratosfera, dividindo-se em prótons e nêutrons (LIBBY, 1995). Uma vez formado na atmosfera o ^{14}C é oxidado a $^{14}CO_2$ e entra no ciclo global do carbono, juntamente com os isótopos estáveis desse elemento, ^{12}C e ^{13}C. Nesse ciclo, o carbono é incorporado aos organismos vivos pela fotossíntese e pela cadeia alimentar. Enquanto a planta ou o animal vive, continuamente incorporam os diferentes isótopos de carbono aos seus tecidos, mantendo a sua relação $^{14}C/^{12}C$ (BROECKER, 2003, LORENTE, 2015).

A composição isotópica relativa (δ) de C de uma amostra é apresentada como segue:

$$\delta‰ = \left(\frac{\left({}^{13}C/{}^{12}C \text{ amostra} \right)}{\left({}^{13}C/{}^{12}C \text{ padrão} \right)} - 1 \right) x10^{3}$$

Amostras enriquecidas em ^{12}C assumem valores negativos, enquanto que as amostras enriquecidas em ^{13}C assumem valores positivos. A precisão de δ é de ≈ 0.1 permil.

A discriminação dos isótopos de C possibilita tipos diferentes de ciclos fotossintéticos (C_3, C_4 e CAM) entre as plantas terrestres (BOUTTON, 1996, LORENTE, 2015).

As plantas com ciclo C_3 (Ciclo de Calvin), que compreendem árvores e algumas espécies de gramíneas (Poaceae), reduzem o CO_2 em fosfoglicerato por meio da enzima Ribulose-1,5-bifosfato carboxilase/oxigenase (RuBisCO), e apresentam valores do $\delta^{13}C$ entre -32‰PDB e -22‰PDB, com uma média de -27‰PDB. Aproximadamente 85% de todas as espécies de plantas possuem o padrão fotossintético C_3 e são dominantes na maioria dos ecossistemas, ocorrendo desde as regiões boreais até os trópicos (BOUTTON, 1996; PESSENDA et al., 2005, apud LORENTE, 2015).

As plantas C_4, ao contrário, utilizam a via Hatch-Slack em conjunto com o Ciclo de Calvin, utilizando a enzima PEP-carboxilase na redução e na fixação do carbono em moléculas orgânicas. Os valores de $\delta^{13}C$ de plantas do tipo C_4 (Via Hatch-Slack)

variam entre -9,0‰PDB e -17‰PDB, com média de -13‰PDB, e são encontrados em sua maioria em gramíneas. As plantas C_4 são controladas principalmente pela temperatura, precipitação, disponibilidade de umidade e por baixas concentrações de CO_2, o que as tornam mais eficientes no processo de fotossíntese (BOUTTON, 1996, apud LORENTE, 2015).

O padrão de cada tipo de fotossíntese é significantemente influenciado pelas condições climáticas, e a distribuição das plantas delimitada pelos padrões ambientais (EHLERINER et al., 1997). Como os intervalos dos valores isotópicos entre as plantas C_3 e C_4 não se sobrepõem, e devido ao fato de possuírem preferências ecológicas distintas, a análise de $\delta^{13}C$ de solos e sedimentos é fundamental no estudo das modificações da vegetação ao longo do tempo, tais como as verificadas por Martinelli et al. (1996), Vidotto et al. (2007), Saia et al. (2008), Pessenda et al. (2004a,b, 2009, 2010, 2012), Francisquini et al. (2014), Lorente (2015) e Suguio et al., (2003), em diferentes regiões do Brasil.

E, por fim, as plantas CAM (Metabolismo do Ácido das Crassuláceas) utilizam tanto a via C_3 quanto a via C_4. Essas plantas são capazes de fixar o CO_2 durante a noite usando parte da via C_4 (PEP-carboxilase), para durante o dia refixarem o CO_2 por meio da RuBisCO. São plantas adaptadas a condições de aridez, como as cactáceas, e possuem valores de $\delta^{13}C$ intermediários entre os grupos C_3 e C_4, variando de -28‰ PDB a -10‰ PDB (BOUTTON, 1996, apud LORENTE, 2015), e por isso se torna mais difícil a caracterização dessas plantas em estudos paleoambientais.

Os isótopos estáveis do nitrogênio (^{14}N e ^{15}N) são menos utilizados em estudos paleoambientais do que os isótopos do carbono, devido a fatores como a menor abundância fracional de ^{15}N do que ^{13}C na biosfera, e principalmente pela complexidade do ciclo do nitrogênio no meio ambiente (TALBOT; JOHANNESSEN, 1992; BOUTTON, 1996; LORENTE, 2015).

O nitrogênio inorgânico dissolvido, o qual constitui a principal fonte para o fitoplâncton tanto marinho quanto de água-doce, tende a ser enriquecido em ^{15}N entre 7‰ e 10‰ quando comparado com a fonte de nitrogênio disponibilizado para as plantas terrestres pela fixação biológica (próximo a 1‰). Essa diferença de $\delta^{15}N$ entre o fitoplâncton marinho e/ou de água doce e as plantas terrestres pode ser preservada nos sedimentos (MEYERS; ISHIWATARI, 1993), e tem sido usada em estudos

visando à reconstituição paleoambiental e a caracterização das fontes da matéria orgânica sedimentar (OWENS; LAW, 1989; CLOERN et al., 2002; LORENTE, 2015).

O uso das composições elementar e isotópica do carbono e do nitrogênio no estudo das flutuações do nível relativo marinho se baseia na determinação da origem da matéria orgânica preservada nos sedimentos, a qual pode representar diversas fontes, tais como fitoplâncton marinho ou de água doce, e plantas vasculares C_3 ou C_4 (WILSON et al., 2005a; PESSENDA et al., 2015; LORENTE, 2015) (Quadro 1).

Segundo Meyers (1994), as plantas vasculares possuem valores de C/N em torno de 20 ou mesmo maiores, devido ao alto conteúdo de celulose e lignina, enquanto que a matéria orgânica originada de fitoplâncton apresenta valores menores, entre 4 e 10 (MEYERS, 1994) (Quadro 1).

Quadro 1- características elementares e isotópica das diferentes fontes de matéria orgânica

Fonte da Matéria orgânica	**C/N**	**$\delta^{13}C$**	**$\delta^{15}N$**
Plantas vasculares C_3	≥20	Entre -33‰ e -22‰	+0,4‰ e +1‰
Plantas vasculares C_4	≥20	Entre -17‰ e -9‰	+0,4‰ e +1‰
Fitoplâncton de água-doce	Entre 4 e 10	Entre -33‰ e -22‰	+7‰ e +10‰
Fitoplâncton marinho	Entre 4 e 10	≈-21‰	+7‰ e +10‰

Fonte: Rau et al (1989); Boutton (1991); Meyers (2003); Wilson et al. (2005).

Rau et al. (1989) relacionam o $\delta^{13}C$ do fitoplâncton marinho à concentração de CO_2 dissolvido, a qual, por sua vez, se relaciona com a temperatura da água. Em latitudes sul-tropicais o fitoplâncton marinho apresenta $\delta^{13}C$ ao redor de -21‰PDB (RAU et al., 1989). Em um ambiente costeiro no sudeste do Brasil, Matsuura e Wada (1994), obtiveram valores de $\delta^{13}C$ entre -21,7‰PDB e -20,5‰ PDB para o fitoplâncton marinho e entre -22,4‰PDB e -20,9‰PDB para sedimento marinho (PESSENDA et al., 2015; LORENTE, 2015).

Em ambientes aquáticos continentais o CO_2 dissolvido é geralmente influenciado por matéria orgânica de origem terrestre (DEINES, 1980). Em um estudo com isótopos estáveis em um ecossistema de lagos de água-doce no Brasil, Wada et

al. (1989), encontraram valores de $\delta^{13}C$ entre -14,2‰PDB e -10,2‰PDB, para o carbono inorgânico dissolvido; entre -37,2‰PDB e -28,3‰PDB, para matéria orgânica planctônica; e valores entre -33,5‰PDB e -32‰PDB, para o sedimento lacustre (LORENTE, 2015; PESSENDA et al., 2015).

Essa diferença de $\delta^{15}N$ entre o fitoplâncton e as plantas terrestres pode ser preservada nos sedimentos (MEYERS, 2003). Matsuura e Wada (1994) encontraram valores de $\delta^{15}N$ entre 4,1‰ Ar e 6,0‰Ar, para sedimento marinho do litoral sudeste do Brasil. Wada et al. (1989) encontraram valores de $\delta^{15}N$ entre 2,6‰Ar e 3,5‰Ar para sedimentos lacustres do Vale do Rio Doce (LORENTE, 2015).

Entretanto, o processo de decomposição pode causar alterações nos valores de C/N, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ da matéria orgânica sedimentar residual. A decomposição tende a produzir convergência das razões C/N do material degradado de origem marinha e terrestre (THORNTON; McMANUS, 1994). A matéria orgânica residual tende a ser enriquecida em ^{13}C devido a efeitos cinéticos relacionados à decomposição (MACKO; ESTEP, 1984), enquanto que o material residual rico em lignina tende a ser empobrecido em ^{13}C quando comparado à fonte não decomposta (BENNER et al., 1987). Diversos processos bioquímicos (como amonificação, nitrificação, denitrificação etc.) produzem fracionamento cinético do ^{15}N, causando enriquecimento de ^{15}N na matéria orgânica residual (OWENS, 1987, apud LORENTE, 2015).

Alguns estudos mensuraram as composições isotópica e elementar do carbono e do nitrogênio em sedimentos e na matéria orgânica particulada (MOP) ao longo de estuários, com o objetivo de caracterizar a fonte de matéria orgânica (PESSENDA et al., 2015; LORENTE, 2015).

Thornton e McManus (1994) sugerem somente o $\delta^{13}C$ como um bom indicador, pois o $\delta^{15}N$ e C/N seriam suscetíveis a grandes variações, devido a processos diagenéticos.

Wilson et al. (2005a), sugerem que o $\delta^{13}C$ e C/N, quando utilizados em conjunto, são indicadores muito úteis em estudos de oscilações do nível relativo marinho, sendo que as mudanças graduais nos valores obtidos, e as direções indicadas por essas mudanças, são o fator mais importante a ser considerado. Esses mesmos autores também sugerem que sedimentos com baixo conteúdo orgânico apresentam alterações mínimas no $\delta^{13}C$ devido à decomposição.

A razão C/N tem sido utilizada na determinação da predominância de contribuição continental ou marinha presente nos sedimentos (BARCELLOS & FURTADO, 2006; SAITO et al., 1989). É calculada baseando-se na análise quantitativa de carbono orgânico total (COT) associado aos dados de nitrogênio total (NT).

A razão C/N, em amostras de sedimentos, é influenciada pela presença ou ausência de celulose oriunda da matéria orgânica de fontes vegetais (MEYERS & ISHIWATARI, 1993). A matéria orgânica autóctone (ex: fitoplâncton e bactérias) é caracterizada por baixa razão C/N (<10), enquanto que a matéria orgânica alóctone (vegetais vasculares) com sua composição dominantemente composta por celulose e lignina é geralmente caracterizada por razões C/N superiores a 20 (TALBOT & JOHANNESSEN, 1992).

Os valores de COT representam a fração de matéria orgânica que não sofreu remineralização durante a sedimentação (MEYERS & TERANES, 2011) e são utilizados como um parâmetro fundamental na descrição de matéria orgânica nos sedimentos (MEYERS, 2003).

A matéria orgânica produzida por plantas terrestres do tipo C_3 utilizando o CO_2 atmosférico apresenta uma média de razão isotópicas de carbono ($\delta^{13}C$) de -27‰PDB (-32‰ a -22‰PDB), enquanto que as plantas do tipo C_4 apresentam um padrão de -14‰ PDB (-17‰ a -9‰PDB) (MEYERS, 1997).

Segundo Alves (2016), em ambientes aquáticos, o valor de $\delta^{13}C$ pode variar de forma significativa dependendo da fonte de CO_2 dissolvido, podendo ser oriundos de rochas calcárias, minerais, da atmosfera ou da matéria orgânica (PETERSON & HOWARTH, 1987). Além disso, as assinaturas isotópicas do carbono e nitrogênio na matéria orgânica têm sido utilizadas para identificar os efeitos da mudança da cobertura vegetal nas bacias de drenagem (CHANG et al., 2009).

De acordo com McCallister et al. (2006), através da composição isotópica do carbono é possível fazer a identificação do tipo de fonte: plantas do tipo C_3 (plantas superiores, floresta original) ou C_4 (gramíneas).

Lima (2008) considera valores médios para $\delta^{13}C$ = -26‰ PDB (C_3) e -12‰ PDB(C_4), permitindo assim identificar a origem da vegetação através do ($\delta^{13}C$), como traçador nesses ambientes.

Algas e plantas vasculares apresentam em sua composição diversas quantidades de compostos orgânicos, apresentando diferentes valores isotópicos específicos. Através disso, consegue-se determinar também suas contribuições como fontes de matéria orgânica no ambiente deposicional (LORENTE et al., 2014). Essa distinção entre plantas terrestres e aquáticas é possível, justamente, por apresentarem diferenças na composição isotópica das fontes de nitrogênio orgânico dentre as mesmas (PETERSON & HOWARTH, 1987).

Nos ambientes aquáticos, quando a biomassa fitoplanctônica apresenta valores de $\delta^{15}N$ distintos da vegetação terrestre, os isótopos de nitrogênio podem ser utilizados como marcadores para matéria orgânica de origem autóctone e alóctone (PETERSON & HOWARTH, 1987).

A matéria orgânica oriunda de algas ou plantas terrestres podem ser distinguidas através dos valores de razões isotópicas de nitrogênio ($\delta^{15}N$) (Algas: +8,5‰Ar e plantas terrestres: + 0,5‰Ar) (PETERSON & HOWARTH, 1987; MEYERS, 1997).

Segundo Alves (2016), os valores de $\delta^{15}N$ de nitrato dissolvido variam de (+7‰ a +10‰Ar), sendo os valores do mesmo na atmosfera (N_2) aproximadamente 0‰ (PETERS et al., 1978, apud MEYERS, 1997). Em ecossistemas estuarinos, as diferenças das reservas de nitrogênio são preservadas pelos conteúdos isotópicos contidos na matéria orgânica produzida pelo plâncton ($\delta^{15}N$ = +8,6‰ Ar), e plantas terrestres ($\delta^{15}N$ = +0,4‰ Ar) (PETERSON & HOWARTH, 1987).

É importante lembrar que plantas de manguezal, segundo Wooler et al. (2003), podem responder a outros tipos de fontes de nitrogênio, como ao uso de fertilizantes oriundos das localidades adjacentes ao ecossistema estuarino. Assim, intervalos de valores foram criados para a distinção das fontes de $\delta^{15}N$, tais como determinados por Aravena et al. (1993), em que fertilizantes comerciais variam de -2‰ a +4‰ Ar; solos ricos em compostos nitrogenados (nitrato e nitrito) variam de +3‰ a +8‰ Ar; e nitrato de dejetos humanos e animais de +10‰ a +20‰ Ar.

2.5 PALINOLOGIA

O termo palinologia foi criado por Hyde e Williams (1944), usando como raiz a palavra grega “paluno” (pó fino, farinha fina), para designar o estudo morfológico de grãos de pólen e esporos (SALGADO-LABOURIAU, 2007). No entanto, atualmente a palinologia estuda não somente os grãos de pólen e esporos produzidos pelas plantas, mas também qualquer microfóssil orgânico (e.g. fungos, algas) recuperado nas lâminas palinológicas a partir de sedimentos e/ou rochas sedimentares (TRAVERSE, 2007; PESSENDA et al., 2015).

Esses microfósseis referem-se a resíduos orgânicos, constituídos de esporopolenina, quitina ou pseudoquitina, e que podem manter-se íntegros por milhares de anos, resistentes à pressão, temperatura, umidade, e até à ação microbiana, contudo são vulneráveis como toda substância orgânica à oxidação (SALGADO-LABOURIAU, 1994; BARTH-SCHATZMAYR; BARROS, 2011; PESSENDA et al., 2015).

O pólen, juntamente com os demais palinomorfos (todas as formas de microfósseis encontradas nas preparações palinológicas), se deposita na superfície, em locais com condições favoráveis de sedimentação, tais como, lagos, pântanos, turfeiras e terrenos alagadiços (LORENTE, 2015; PESSENDA et al., 2015).

Nestes locais o pólen é preservado e vai se depositando em camadas. Com o acúmulo dessas camadas sucessivas, os depósitos vão se estratificando ao longo do tempo geológico (LORENTE, 2015; PESSENDA et al., 2015).

Segundo Pessenda et al. (2015), em 1916 o geólogo sueco Lennart von Post publicou um trabalho pioneiro realizado no sul da Suécia, sobre a importância do pólen fóssil como instrumento para se interpretar a história climática e da vegetação.

Esse trabalho demonstrou que por meio de sondagens em turfeiras poder-se-ia retirar amostras em diferentes profundidades e após o devido tratamento químico, identificar e contar os grãos de pólen para a reconstituição da flora e, consequentemente, do clima da região estudada (SALGADO-LABOURIAU, 2007).

A metodologia para a interpretação paleoecológica, a partir da análise palinológica, fundamenta-se no fato de que todos os tipos polínicos conservados em

testemunhos do Quaternário são suscetíveis de comparação com gêneros modernos, uma vez que não ocorreu extinção de plantas (BARBERI et al., 2000).

Os grãos de pólen e os esporos possuem um envoltório externo, a exina, constituída de esporopolenina, que é elástica e tem grande resistência ao ataque por agentes químicos redutores, possibilitando a preservação dos grãos quando depositados em ambientes redutores, como lagoas e turfeiras (LORENTE, 2015; PESSENDA et al., 2015). Além disso, possuem características morfológicas próprias, como: formas, dimensões, ornamentações e aberturas; que permitem sua classificação em grupos taxonômicos distintos (SALGADO-LABOURIAU, 2007).

As variações climáticas ocorridas no Pleistoceno e Holoceno provocaram mudanças na vegetação, que foram registradas pelo conteúdo polínico em sedimentos lacustres e turfeiras (LORENTE, 2015; PESSENDA et al., 2015; SALGADO-LABOURIAU, 1984).

A análise palinológica tornou-se uma ferramenta importante dentro dos estudos paleoclimáticos do Quaternário em regiões continentais, complementando os dados provenientes de testemunhos marinhos e de gelo (BRADLEY, 1999, apud LORENTE, 2015). Porém, é importante lembrar que o registro palinológico do Quaternário também engloba mudanças na cobertura vegetal causadas por alterações antrópicas, tais como o uso da terra para monoculturas, queimadas, etc. essas mudanças também podem ser registradas pelas assembleias polínicas (LORENTE, 2015; PESSENDA et al., 2015).

Por isso, é importante saber qual é a escala temporal e espacial do estudo polínico, para poder separar os sinais climáticos dos causados por outros fatores (AMARAL, 2003).

As reconstituições paleoambientais/paleoclimáticas através da palinologia, são possibilitadas por quatro atributos básicos dos grãos de pólen (FAEGRI; IVERSEN, 1989; BRADLEY, 1999, apud LORENTE, 2015):

- Determinação da família, gênero e algumas vezes espécie vegetal, através das características morfológicas dos grãos de pólen;

- Produção em grande quantidade e alta capacidade de dispersão pelo vento, água, insetos ou animais;

- São extremamente resistentes à degradação em determinados ambientes sedimentares;

- Refletem a vegetação no tempo da deposição do pólen.

Segundo Pessenda et al. (2015), os diferentes tipos de vegetação possuem alguns elementos característicos que podem defini-los. Os representantes de tipos específicos da vegetação são chamados de taxa indicadores, e os estudos da chuva polínica moderna são necessários para definir esses taxa.

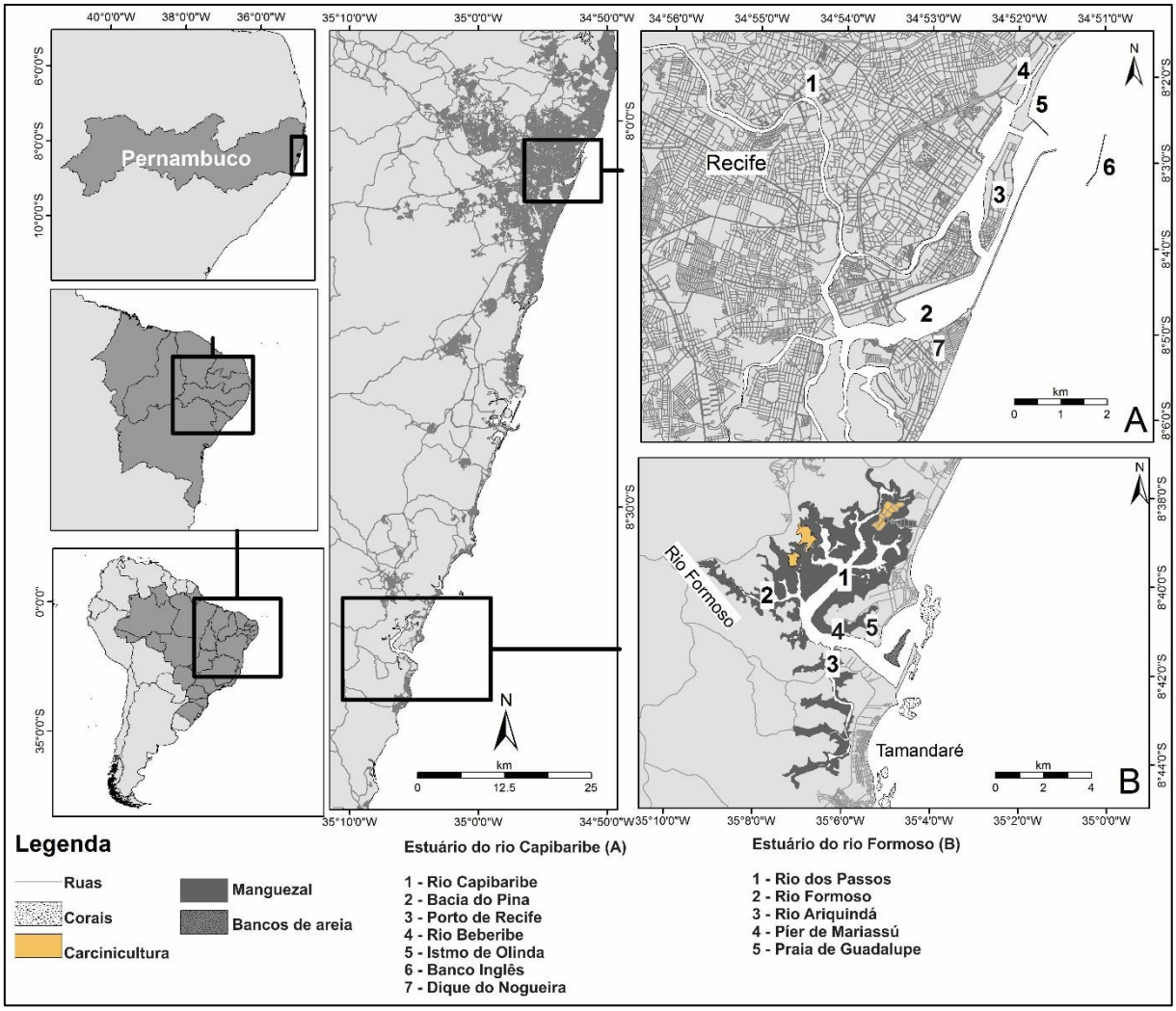
Uma vez definida a associação de taxa indicadores, essa pode ser utilizada como indicadora de parâmetros climáticos responsáveis por mudanças da vegetação, tais como, a duração da estação seca ou a temperatura média no inverno (LEDRU, 2002).

3 CARACTERIZAÇÃO E LOCALIZAÇÃO DOS SÍTIOS DE ESTUDO

As áreas de estudo se localizam na costa de Pernambuco, Nordeste do Brasil. A primeira região engloba um ambiente de plataforma continental interna, na área de influência do Porto do Recife e do setor inferior do estuário do rio Capibaribe (Fig. 14).

A segunda área de pesquisa se localiza na costa sul de Pernambuco. É o sistema estuarino do rio Formoso, o qual é composto por outros rios costeiros menores e canais de maré, que se interligam com o rio dos Passos, o principal corpo aquoso do sistema (Fig. 14).

Figura 14 - Mapa de localização das áreas de estudo

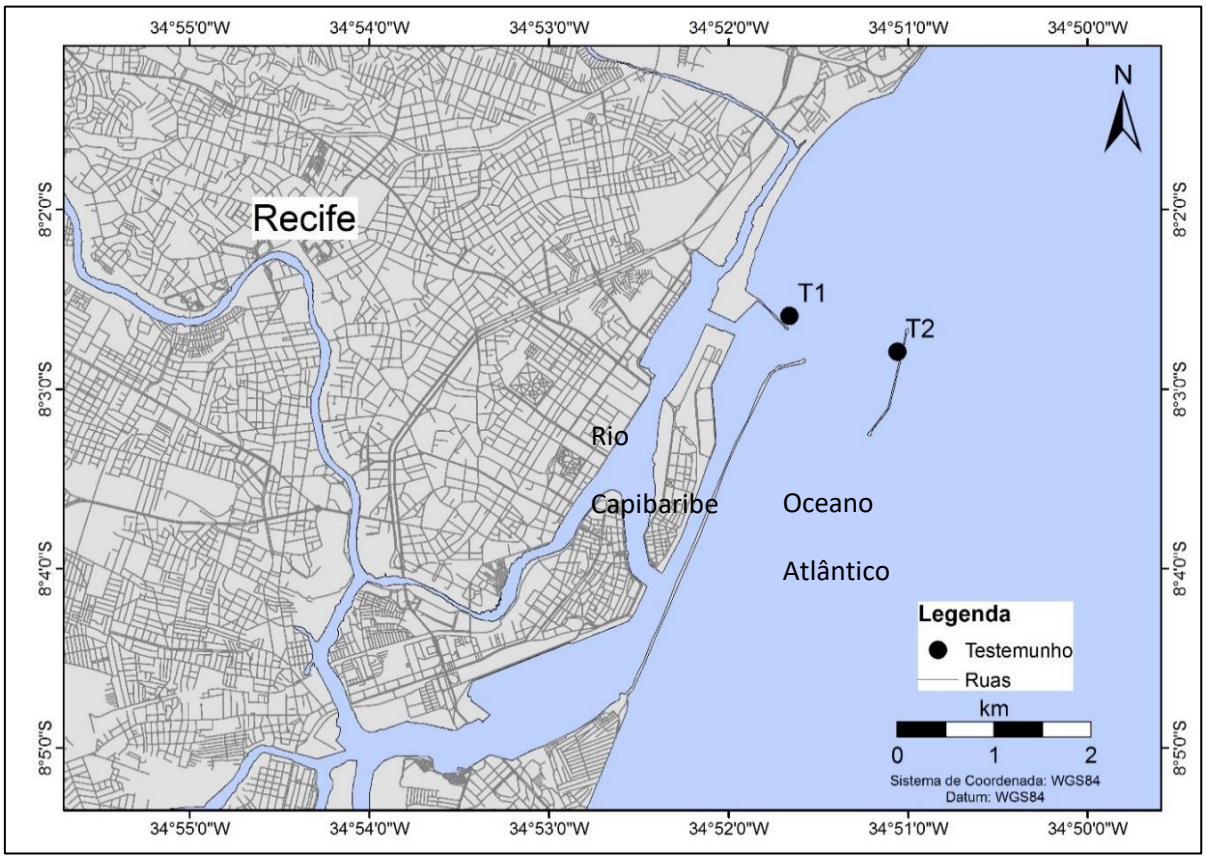


Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

3.1 ÁREA DE ESTUDO A: PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA DE PERNAMBUCO NAS ADJACÊNCIAS DO SETOR INFERIOR DO ESTUÁRIO DO RIO CAPIBARIBE E DO PORTO DO RECIFE.

O sistema estuarino rio Capibaribe está situado na Região Metropolitana do Recife (8º03'S/34º53'W) e é de grande importância para o desenvolvimento econômico da região Nordeste do Brasil.

Figura 15 - Sistema estuarino do rio Capibaribe e pontos de coleta dos testemunhos na plataforma continental interna adjacente



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

A área de estudo está localizada na Plataforma Continental Interna, na área de influência da pluma do sistema estuarino do rio Capibaribe (Fig. 15), situada na porção central da Região Metropolitana do Recife (RMR), Pernambuco, Nordeste do Brasil (8°03'S/34°53'W). É um local densamente urbanizado (RMR: 3.940.456 hab. estimativa do IBGE, 2016), associada a um clima tropical (25°C/>2000mm.ano^{-1}).

Segundo Oliveira (2014), esse ambiente é caracterizado como um complexo de planície costeira estuarina sob influência de meso-maré (≤ 2,5m). O Capibaribe é o 2º rio mais extenso que deságua na costa de Pernambuco, apresentando cerca de 240km de extensão e com uma média de fluxo de $19m^3.s^{-1}$.

A bacia estuarina é rasa (< 14m de profundidade) e classificada como parcialmente misturada, recebendo aportes de diferentes fontes antrópicas, como as urbanas e industriais (indústrias de alimentos, bebidas, química e têxtil) (SCHETTINI et al., 2016).

O estuário do rio Capibaribe se estende por mais de 15km, em sua maior parte passando por áreas urbanas de Recife. Esse sistema estuarino é protegido por recifes naturais e quebra-mares de aproximadamente 3,7km de comprimento, localizados em sua porção mais baixa, próximos ao seu canal de saída para o oceano Atlântico e outro quebra-mar mais externo de 1,3km de comprimento, localizado na plataforma interna adjacente. O quebra-mar em questão é conhecido como Banco Inglês.

Oliveira et al. (2014), indicam que o estuário do rio Capibaribe é um ambiente deposicional de baixa energia submetido à forte influência de fontes terrígenas, em especial antrópicas, com influência marinha na sedimentação em porções específicas do sistema. A área comporta-se como um retentor natural de sedimentos, e aparenta exportar sedimentos arenosos e lamosos para o oceano adjacente, principalmente durante o período chuvoso. Caracteriza-se como um ambiente estuarino confinado, assoreado, densamente urbanizado e com aporte perene de sedimentos finos, de composição siliciclástica e argilosa, com teores orgânicos altos de origem mista tendendo à continental.

O sistema estuarino apresenta características de sedimentação diferentes entre os períodos chuvosos e secos. O período seco é caracterizado por uma sedimentação de granulação variando de silte muito fino a areia grossa com predominância de silte grosso. De acordo com a classificação textural de Shepard (1954), as fácies variaram de argila síltica a silte, com predominância de silte argiloso. Em relação às porcentagens das frações, o período seco variou de 1,34 a 98,58% de areia, 0,18 a 77,24% de silte e 0,00 a 67,11% de argila (OLIVEIRA, 2014).

O período chuvoso foi caracterizado por apresentar granulação variando de argila a areia média, com predominância de silte muito fino. De acordo com a classificação textural de Shepard (1954) as fácies variaram de argila a silte com

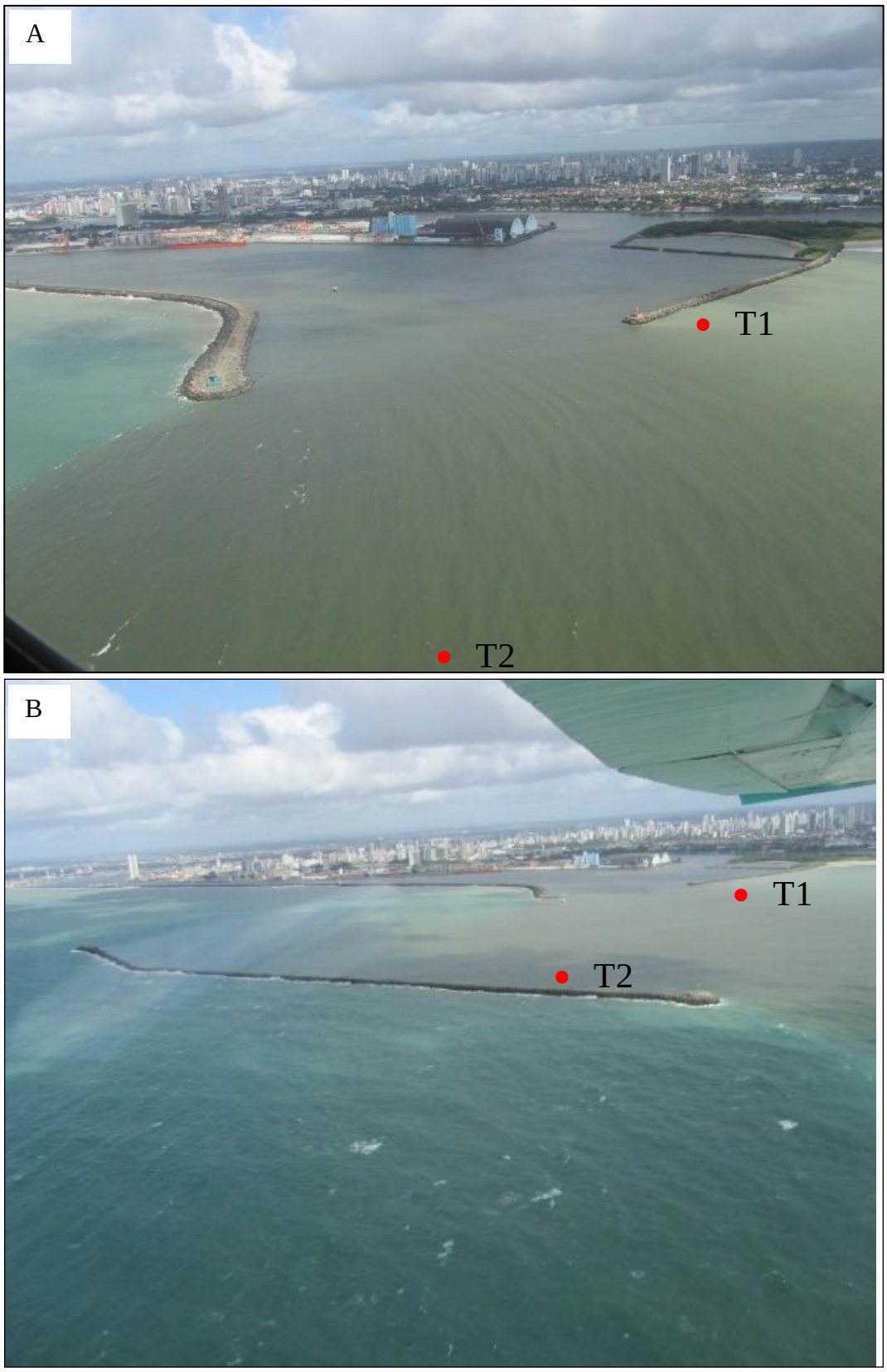
predominância de argila síltica. Em relação às porcentagens das frações, o período chuvoso variou de 0,25 a 99,16% de areia, 0,13 a 93,25% de silte, e 0,16 a 76,17% de argila (OLIVEIRA, 2014).

Segundo Xavier (2017), O estuário do rio Capibaribe vem passando por um processo de interferência antrópica desde o início do século XVII. Essas intervenções no meio físico podem ter interferido e modificado o padrão sedimentar para o sistema estuarino. Esses apresentaram unidades sedimentares com características distintas, possivelmente influenciadas pelas intervenções antrópicas, como desmatamento da Mata Atlântica, supressão dos manguezais, aterramentos de áreas alagadas para expansão urbana, dragagem do canal principal do estuário, ocupação desordenada do solo, entre outros. O autor indica como principais modificações antrópicas a construção do dique do Nogueira (1849) e obras de melhoramento do Porto do Recife (1910), transformando o padrão sedimentar, principalmente na bacia do Pina, onde ocorreu maior deposição de areia, menor sedimentação de finos e de matéria orgânica.

Quanto aos valores das taxas de sedimentação, Xavier (2017) e Barcellos et al. (2017), registraram uma taxa de 0.52 $cm.ano^{-1}$ para o setor médio do estuário e 0,45 $cm.ano^{-1}$, para o setor inferior do estuário.

Dois testemunhos sedimentares, um de 126 cm (T1) e outro de 128 cm (T2), foram coletados em junho de 2013. O testemunho T1 foi coletado em área protegida pelo istmo de Olinda, nas proximidades do canal de saída do sistema estuarino; e o outro testemunho, o T2 na área protegida pelo Banco Inglês, na Plataforma continental interna adjacente (Fig. 16A e 16B).

Figura 16 - (A) Pluma de sedimentos em suspensão na saída do sistema estuarino, bordejado pelos molhes portuários. (B) Vista aérea do quebra-mar do Banco Inglês atuando como um limite físico para a pluma estuarina



Fonte: Roberto Barcellos (2011).

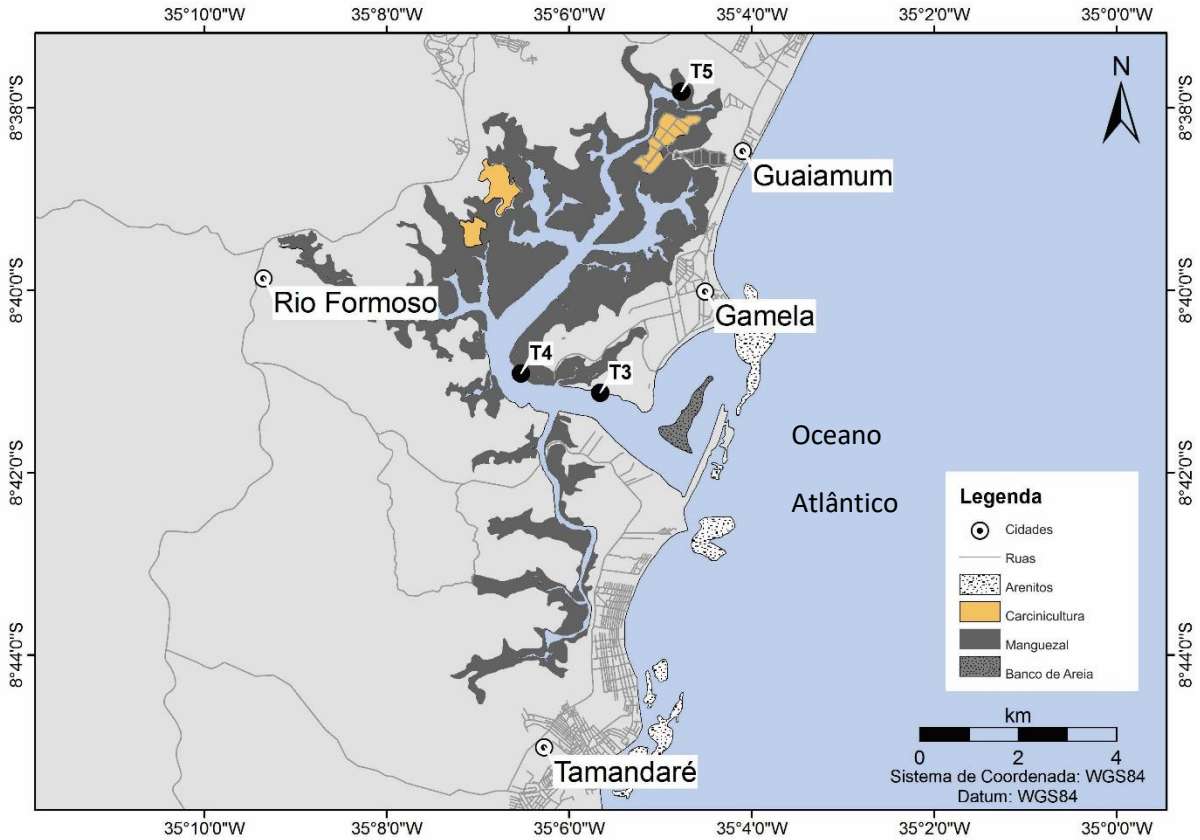
3.2 ÁREA DE ESTUDO B**:** ESTUÁRIO DO RIO FORMOSO

O estuário do rio Formoso (8º40’S/35º6’W) se situa na Área de Proteção Ambiental de Guadalupe (APA de Guadalupe), no limite norte da Unidade de conservação Federal, (APA Costa dos Corais - APACC). A bacia possui uma área de aproximadamente 27 km² (SANTOS & BARCELLOS, 2017).

Segundo o relatório da Agência estadual de Meio Ambiente - SETUR (2011), a APA de Guadalupe, está localizada na mesorregião da mata pernambucana, na porção meridional do Litoral Sul do Estado de Pernambuco (Fig. 17). Abrange parte dos municípios (área continental e marítima) de rio Formoso (50,7%), Tamandaré (59,5%), Sirinhaém (16,4%) e Barreiros (9,7%).

A figura 17 apresenta o estuário do rio Formoso e a localização dos testemunhos sedimentares recuperados.

Figura 17 - Estuário do rio Formoso e pontos de coleta dos testemunhos sedimentares



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

O corpo hídrico superficial de maior representatividade dentro da APA de Guadalupe é o sistema estuarino formado pelo rio Formoso e seus vários braços: rio Goicana, rio dos Passos, Porto das Pedras e Lemenho e nas proximidades da sua desembocadura, o rio Ariquindá (SETUR, 2011).

Silva (2008), classificou o rio Formoso como dominado por marés, mas ressalta que há uma participação da ação de ondas nas margens, próximo à desembocadura, durante as preamares. Com relação à salinidade o estuário é classificado verticalmente homogêneo e bem misturado. A amplitude de maré de sizígia atinge 2,7m e na quadratura 1,1m. No que concerne à geomorfologia o autor classificou como de origem tectônica, pela expressão de falhas e fraturas geológicas, que dominam a região.

3.3 ASPECTOS NATURAIS DA COSTA DE PERNAMBUCO

3.3.1 Vegetação atual da costa de Pernambuco

Velloso (1966) reconhece a existência de uma Província Atlântica, que se subdividiria em uma Floresta Pluvial Tropical, limitada na região da Mata Atlântica às florestas perenifólias sul-baianas; uma Floresta Pluvial Estacional Tropical, incluindo as matas do planalto centro-sul e das encostas atlânticas, e uma floresta Pluvial Subtropical, englobando as matas mistas de coníferas e as matas montanas de lauráceas da região sul (ALMEIDA et al., 2006).

Rizzini (1979) menciona a Floresta Atlântica, constituída de um complexo vegetacional com tipos muito díspares, abrangendo uma área principal sobre as Serras do Mar e da Mantiqueira, com extensões no norte e expandindo-se para o interior até a Argentina; admite que a Floresta Atlântica seja composta das seguintes formações: Floresta Pluvial Montana, Floresta Pluvial Baixo Montana, Floresta de Araucária e Floresta Ripária e em Manchas (ALMEIDA et al., 2006).

Segundo Strang (1983), a Mata Atlântica é uma grande província natural, englobando vários ecossistemas florestais, com enclaves e interpenetrações de outros ecossistemas não florestais (ALMEIDA et al., 2006).

Quaisquer que sejam os argumentos a favor de um ou de outro desses conceitos, um fato ressalta incontestável – na época do descobrimento do Brasil, uma cobertura florestal praticamente contínua, ainda que muito diversificada em sua constituição fitofisionômica e florística, estendia-se ao longo da costa, do Rio Grande do Norte ao Rio Grande do Sul, com amplas extensões para o interior (ALMEIDA et al., 2006; CÂMARA, 1991; COIMBRA & CÂMARA, 1996).

A Mata Atlântica brasileira se originou há aproximadamente 80 milhões de anos com a separação dos continentes africanos e sul americano, quando eles faziam parte de um único bloco chamado Gondwana (ALMEIDA et al., 2006).

A Mata Atlântica se desenvolveu em grande diversidade de climas, solos e relevo. Os climas variam de sub-úmido, com curtas estações secas, no Nordeste, a extremamente úmido em algumas regiões da Serra do Mar (CÂMARA, 1991).

Antes da colonização, estendia-se desde o Rio Grande do Norte até o Rio Grande do Sul, ocupando cerca de 12% do território nacional. Passados cinco séculos, a Mata Atlântica foi reduzida a fragmentos florestais, restando hoje apenas 5% de sua cobertura original (CONSÓRCIO MATA ATLÂNTICA, 1992). No Nordeste do país essa situação é ainda mais crítica, uma vez que dos 5,8% da área original, resta hoje aproximadamente 1% (ALMEIDA et al., 2006; SECRETARIA DE CIÊNCIA, TECNOLOGIA E MEIO AMBIENTE, 2002; COIMBRA & CÂMARA, 1996).

Apesar dessa fragmentação, essa floresta apresenta-se com diversos estratos fisionômicos e elevada biodiversidade, atua como repositório de matéria orgânica para o solo e como carreadora de nutrientes das capas inferiores para as superiores, sendo importante na formação dos solos e, também desempenha papel fundamental como controladora dos efeitos da erosão (ALMEIDA et al., 2006). A Mata Atlântica apresenta-se com uma grande complexidade biológica e foi considerado pela União Internacional para Conservação da Natureza, como um dos biomas mais ameaçados do mundo (IUCN 1986).

Considerando que a área litorânea se caracteriza como sendo de ambiente transacional, englobando várias unidades ambientais como praias, manguezais, planícies de inundação, várzea, entre outras, diversos tipos de vegetação com solos característicos estão presentes. Levantamentos efetuados pela SUDENE (1993)

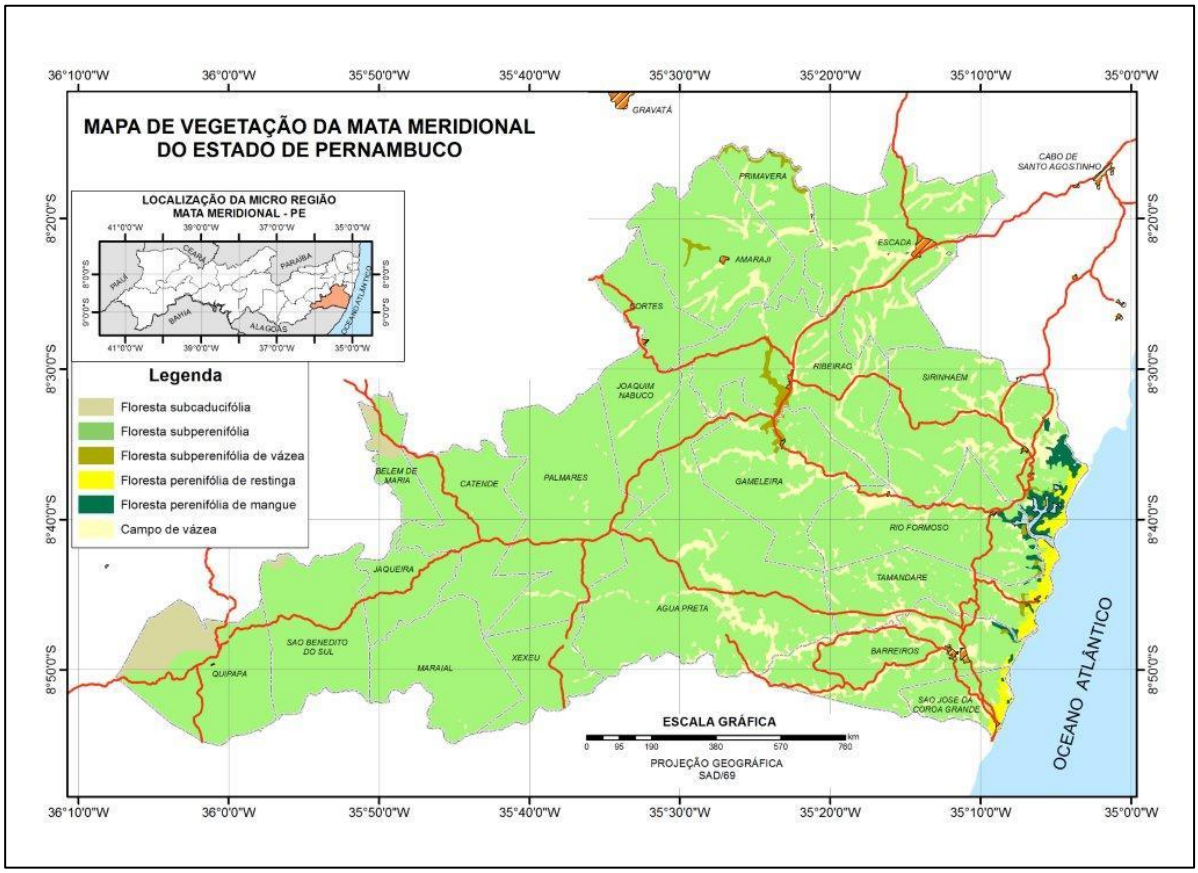
constataram que em toda costa do Estado de Pernambuco ocorre dois tipos básicos de formações florestais: a floresta subperenifólia e as formações litorâneas.

A floresta subperenifólia (Floresta Tropical Atlântica) é uma formação densa, alta (20 - 30 m), rica em espécies, e que cada vez mais cede lugar a cultura da cana-de açúcar na zona úmida costeira. Essa formação pode ser encontrada nas regiões de tabuleiro com solos areno-argilosos, já profundamente devastada pelo homem.

As formações litorâneas englobam um número significativo de tipos florestais, entre os quais destacam-se a floresta perenifólia de restinga, os manguezais, as formações de praia e os campos de várzea (flúvio-lagunar).

A floresta perenifólia de restinga é uma formação pouco densa, com árvores de troncos finos, que ocorrem normalmente associadas aos terraços arenosos da zona costeira. Essa vegetação está associada predominantemente aos terraços pleistocênicos (MANSO et al., 2006) (Fig. 18).

Figura 18 - Mapa de vegetação da mata meridional do Estado de Pernambuco



Fonte: EMBRAPA (2001).

Segundo Manso et al. (2006), nas áreas sobre influência direta das marés, desenvolve-se uma vegetação típica de solos orgânicos classificados como manguezais. Nessa área predomina a *Rhizophora mangle*, o mangue vermelho; *Laguncularia racemosa;* e *Avicennia schaueriana*. Essas árvores são grandes estabilizadoras do substrato e o seu sistema de raízes proporciona abrigo para uma fauna muito rica, altamente adaptada às condições do estuário com espécies de grande valor comercial.

Ecologicamente, os manguezais também representam uma zona de transição entre o meio terrestre e marinho, possibilitando uma interrelação entre os vários ambientes. Essa zonação, segundo Snedaker (1982), é uma expressão da sucessão vegetal em resposta às mudanças geomorfológicas e fisiológicas aos gradientes das marés, além de uma consequência da dispersão preferencial de propágulos (NASCIMENTO et al., 2009).

Em 1983, a Companhia Ambiental do Estado de São Paulo (CETESB) reconheceu a zonação como uma distribuição da flora em um determinado ambiente, influenciada por fatores abióticos e elementos da comunidade vegetal.

Davis (1940), apud Cintrón (1987), destacou que cada zona do manguezal representa uma fase na sucessão, progredindo via acumulação do solo em direção a uma floresta terrestre, possuindo diferentes frequências de inundação e salinidades intersticiais.

Davis (1940) observou também que o resultado disso seria uma comunidade caracterizada por bandas, cada uma das quais correspondendo a uma etapa de sucessão onde as modificações ocorreriam induzidas pela própria vegetação (NASCIMENTO et al., 2009).

As zonações obedecem a gradientes ambientais de salinidade, topografia e hidrologia, entre outros, enquanto que as sucessões são fenômenos temporais (LUGO, 1987, apud NASCIMENTO et al., 2009).

Os manguezais constituem a chamada formação pioneira de influência flúvio-marinha, correspondendo ao “complexo edáfico de primeira ocupação”, relacionando-se ao tipo de cobertura vegetal formado por espécies colonizadoras de ambientes

novos, em função da atuação recente de agentes morfodinâmicos e pedogenéticos (IBGE, 1992).

O ecossistema manguezal é composto por plantas lenhosas halófilas facultativas de porte arbóreo arbustivo, às quais se associam espécies herbáceas, epífitas, hemiparasitas e aquáticas típicas, altamente adaptadas a condições pedológicas especiais: ação das marés e grande variação de salinidade (CINTRÓN; SCHAEFFER-NOVELLI, 1983; 1985); e está restrito aos litorais tropicais e subtropicais que se desenvolvem na zona entre marés, localizando-se na desembocadura de rios, ficando sujeito ao regime de marés (TOMLINSON, 1986, apud NASCIMENTO et al., 2009).

Para Bunt e Williams (1985) há um grande número de fatores que influenciam a distribuição das espécies no manguezal, segundo a escala local. Além da tolerância à salinidade, as mudanças temporais no solo, os problemas de dispersão e de competição após a colonização inicial, além de outros possivelmente ainda não percebidos, dificultariam a definição de um padrão de distribuição nítido das espécies.

Cintrón e Schaeffer-Novelli (1985), destacam que apesar do baixo número de espécies e a tendência a formar bosques monoespecíficos, há uma grande variabilidade estrutural nos manguezais. Adaime (1985), afirmou que essa variabilidade estrutural é consequência dos vários fatores ambientais, que podem variar tanto em frequência como em ocorrência (flutuações de maré, entrada de nutrientes e de água de drenagem terrestre, períodos de seca, salinidade do solo, temperatura); como também pela quantidade e periodicidade das correntes, pela taxa de precipitação e pela intensidade da evaporação (CINTRÓN; SCHAEFFER-NOVELLI, 1985, apud NASCIMENTO et al., 2009).

De volta à planície costeira, no litoral arenoso a vegetação caracteriza-se por ser pouco densa e herbácea (MANSO et al., 2006). Sua ocorrência tem início geralmente depois das cristas de berma, mais precisamente na pós-praia, e é representada por gramíneas, salsas de praia, capim da areia e psamófica herbácea alastrante.

Os campos de várzeas úmidas e alagadas ocorrem ao longo dos cursos d’água, brejos e áreas de acumulação de água doce. Essas formações são densas e predominam espécies de Gramineae e Cyperaceae (MANSO et al., 2006).

Sacramento et al. (2007), estudando a vegetação da planície arenosa no município de Cabo de Santo Agostinho, na costa de Pernambuco, indicou as famílias com maior número de espécies na restinga da praia do Paiva foram Myrtaceae (11 espécies), Cyperaceae (10), Fabaceae (8), Euphorbiaceae (7), Rubiaceae (6), Asteraceae (5), Orchidaceae, Solanaceae e Poaceae (4) e Malpighiacaeae, Arecaceae, Eriocaulaceae, Erythroxylaceae, Caesalpiniaceae, Mimosaceae e Verbenaceae (3).

Sacramento et al. (2007) indica que a riqueza da família Myrtaceae, em seu estudo, tem sido apontada como uma característica da floresta atlântica, como relatado com relação a outras áreas de florestas de restinga e tabuleiros arenosos no Nordeste, Norte e Sudeste do país (PEIXOTO e GENTRY, 1990; ASSUMPÇÃO NASCIMENTO, 2000; CARVALHO et al., 2000; OLIVEIRA-FILHO e FONTES, 2000; ASSIS et al., 2004; SILVA e BRITEZ, 2005)

Nos estudos de Sacramento et al. (2007), a família Cyperaceae foi bem expressiva, com maior número de indivíduos na formação frutíceto, provavelmente pelo fato de a própria fisionomia favorecer esse desenvolvimento, devido à facilidade dessas espécies em colonizar as margens e estar associadas a espécies pioneiras (CABRAL-FREIRE e MONTEIRO,1993).

A família Fabaceae apresentou várias espécies, no trabalho de Sacramento et al. (2007), sendo a maioria conhecida como fixadora de areia (CABRAL-FREIRE e MONTEIRO, 1993), que propiciam melhores condições edáficas (ARAÚJO et al., 2006).

Euphorbiaceae também teve destaque na restinga do Paiva, e em outras áreas fitogeográficas (ANDRADE-LIMA, 1960; BORÉM e OLIVEIRA-FILHO, 2002).

3.3.2 Geologia e Geomorfologia

3.3.2.1 Geologia e geomorfologia do sistema estuarino do rio Capibaribe

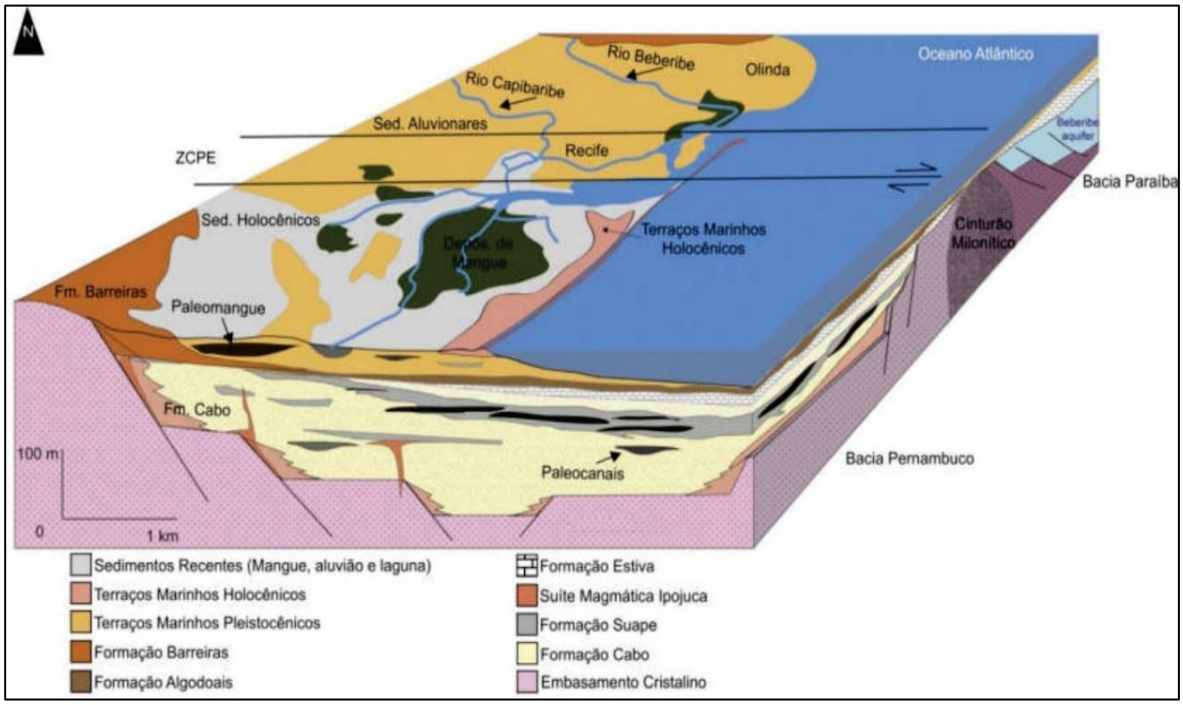
Segundo Correia Filho (2017), na área do baixo Capibaribe (na região norte da faixa costeira da Bacia Pernambuco), a Formação Barreiras foi depositada de forma

discordante sobre o embasamento cristalino, e sobre os sedimentos Cretáceos das formações Cabo, Suape e Estiva (Fig. 19).

Os depósitos da unidade Barreiras são representados por arenitos grossos a finos, intercalados com siltitos e argilitos. Uma característica destes depósitos são os níveis caulínicos, que podem chegar a 1,5 m de espessura, e que apresentam uma geometria tabular com uma boa continuidade lateral, além dos níveis de crosta laterítica *in situ* no topo da Formação Barreiras recobrindo toda a sedimentação Cretácea (CORREIA FILHO, 2017).

Os sedimentos recentes (Quaternário), ocorrem sob a forma de pacotes marinhos-fluviais relacionados à planície fluvio-marinha do Recife, região na qual foi desenvolvido todo crescimento urbano da cidade (CORREIA FILHO, 2017).

Figura 19 - Modelo geológico esquemático da região norte da bacia Pernambuco (BPE), na área metropolitana de Recife

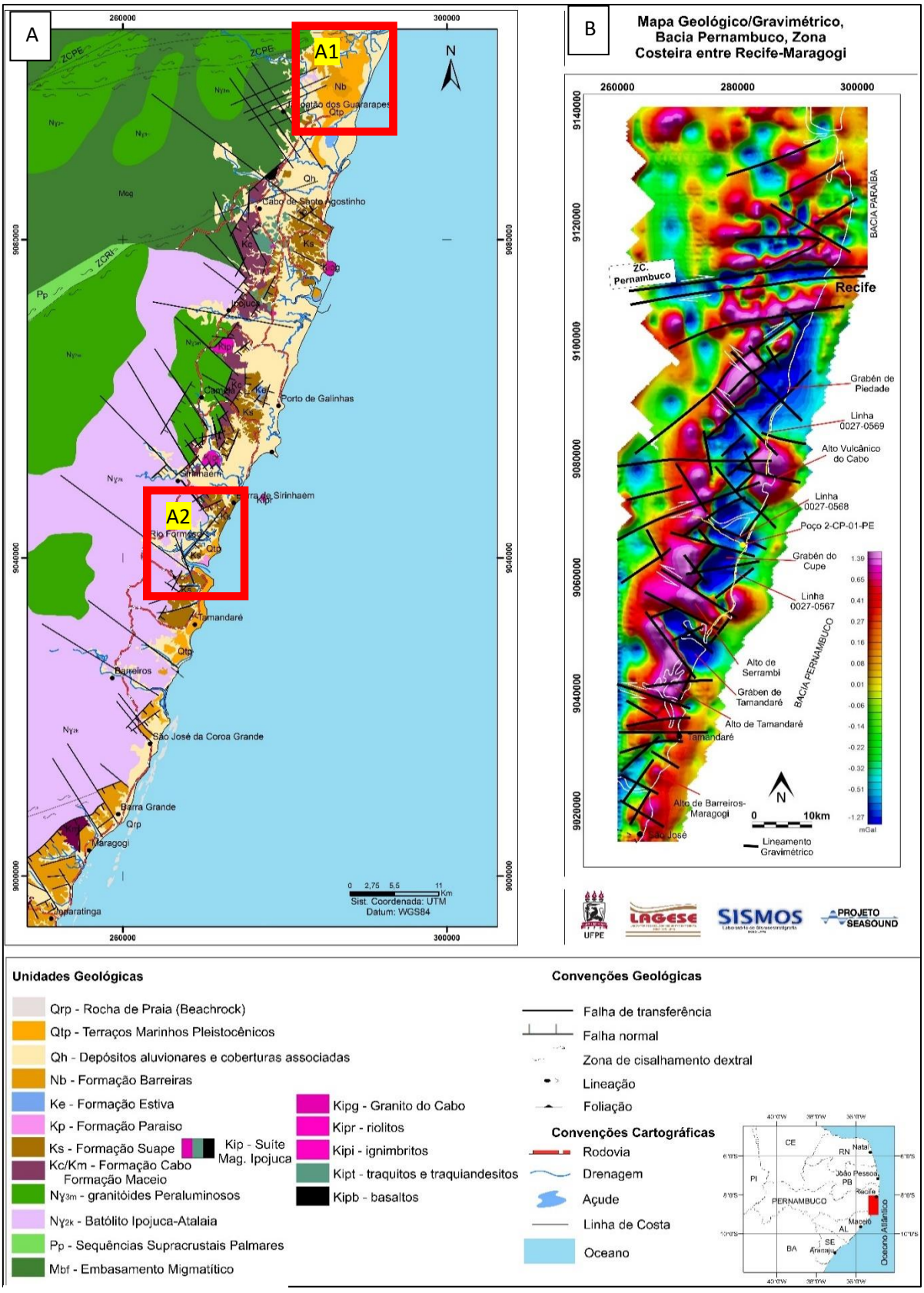


Fonte: Correia Filho (2017) modificado a partir de Maia et al. (2012) e Cary et al. (2015).

3.3.2.2 Geologia e Geomorfologia do sistema Estuarino do rio Formoso

O Batólito Ipojuca-Atalaia, no qual apresenta uma variação composicional significativa ao longo de seu volume, deste uma composição alcalina até peraluminosa, margeia a porção leste do sistema estuarino estudado (CORREIA FILHO, 2017) (Fig. 20).

Figura 20 – A) Mapa geológico da faixa costeira da bacia de Pernambuco (BPE), entre Recife e Maragogi. B) Mapa gravimétrico com a interpretação do arcabouço estrutural da BPE. A1) Área metropolitana e A2) Estuário do rio Formoso



Fonte: Correia Filho (2017).

Maia et al. (2012), realizaram uma revisão da estratigráfica da Bacia Pernambuco, a partir de dados do poço 2-CP-01-PE, de afloramentos e dados de sísmica de reflexão terrestre (BARBOSA et al., 2014). Conforme essa revisão foi possível verificar que o intervalo siliciclástico Aptiano-Albiano, que envolve a fase rifte, comporta três unidades estratigráficas distintas:

1 - Formação Cabo, que continuou sendo representada pelos depósitos grossos, conglomeráticos, e de arenitos arcoseanos formados na primeira etapa do rifte (Barremiano?-Aptiano). Um aspecto distintivo dessa unidade é a participação de clastos oriundos do embasamento em seus depósitos;

2 - Formação Suape, que representa a segunda fase do rifte (Albiano Inferior e Médio). Essa unidade está separada da Formação Cabo por uma discordância. Essa unidade é formada por arenitos e argilitos depositados em ambiente fluvial, possivelmente do tipo *braided.* A formação Suape apresenta arenitos e sedimentos finos depositados durante a segunda fase rifte da bacia (Albiano), apresenta também depósitos vulcanogênicos formados pelo retrabalhamento de rochas vulcanoclásticas e piroclásticas associadas ao magmatismo da Suíte Magmática Ipojuca (BARBOSA et al., 2014; AMORIM et al., 2015; SANTANA, 2016);

3 - A Formação Paraíso, que representa a primeira unidade pós-rifte (Albiano Superior), e que, conforme o dado sísmico, também está separada da Formação Suape por uma discordância, e que conforme o registro do poço 2 CP-01-PE seria composta por arenitos médios e finos, e por argilitos. Os dados micropaleontológicos sugerem que esse intervalo já apresenta influência marinha rasa a transicional.

Correia Filho (2017) identificou apenas um registro de afloramento da Formação Paraíso na região central da BPE, localizado na praia de Guadalupe. (BARBOSA et al., 2014).

Segundo Correia Filho (2017), os depósitos observados na região da praia de Guadalupe e adjacências são compostos por arenitos finos, maciços, ou contendo estratificações cruzadas acanaladas e laminações paralelas. Também ocorrem argilitos de coloração esverdeada a marrom, e intercalações de arenitos e argilitos.

Ocorrem também terraços pleistocênicos, essencialmente arenosos, com altitude entre 3-9m, desprovidos de conchas de moluscos;

Os terraços holocênicos estão dispostos paralelamente à linha de costa, em largas faixas contínuas, formadas por areias quartzosas inconsolidadas, com presença de conchas de moluscos, alcançando cotas de até 3m e podem ser observados ao longo da planície costeira.

Encontram-se sedimentos fluviais nas áreas dos vales e calhas dos rios. São representados predominantemente por areias e silte. Depósitos lagunares são presentes em depressões rasas e alongadas, constituídos por sedimentos lamosos, com presença de matéria orgânica.

No caso dos sedimentos de manguezais, esses são encontrados na região mais interna do estuário nas áreas à montante dos rios, em afluentes menores e nos canais de maré. São ricos em matéria orgânica e constituídos essencialmente por siltes e argilas. Depósitos de praia são encontrados na linha de praia constituídos por areias quartzosas bem selecionadas.

Quanto à geomorfologia, na área de estudo, o domínio cristalino, tabuleiros costeiros, modelado colinoso e a planície costeira compõem as formas da paisagem (CPRH,1998). O domínio cristalino caracteriza-se por um relevo colinoso com morfologia irregular e altimetria atingindo um pouco mais de 100m. Os tabuleiros costeiros são caracterizados por sedimentos da formação Barreiras com altimetria entre 40 e 100m. O modelado colinoso é caracterizado pela presença de colinas suaves de pequena extensão com altimetria entre 10 e 40m. O estuário em si, está inserido na planície costeira na qual se identifica os terraços fluviais, baixios de maré e os terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos (SANTOS & BARCELLOS, 2017).

Os terraços fluviais são produtos da erosão e do processo de deposição associado ao transporte fluvial ocorrido nas unidades pré-quaternárias deste sistema. Os baixios de maré são encontrados nas áreas cujo gradientes de declividade são quase nulos. São ambientes propícios aos processos de sedimentação flúvio-marinha. Já os terraços marinhos, são caracterizados por feições elaboradas durante as oscilações do nível médio do mar durante o Quaternário que foram subdivididas

em dois tipos, de acordo com a idade de deposição: pleistocênicos e holocênicos (SANTOS, 2016).

3.3.2.3. O Quaternário da faixa costeira Pernambuco

Segundo Dominguez (1990), os trabalhos existentes sobre a geologia dos sedimentos quaternários ocorrentes na faixa costeira do Estado de Pernambuco, até a década de 90 eram esparsos e, na maioria dos casos, relacionados aos arrecifes de arenitos que ocorrem ao longo de quase toda sua extensão. Todavia, nesses trabalhos são apontadas diversas evidências de níveis marinhos elevados durante o Quaternário.

Assim, a partir do estudo de suas estruturas sedimentares, de sua petrografia e de seu posicionamento em relação ao nível médio atual do mar, Otmann (1960), Mabesoone (1964) e Bigarella (1975), entre outros, apontam os bancos de arenito como testemunhos de um nível do mar mais alto que o atual durante o Quaternário (FERREIRA, 2010).

Rebouças (1965) e Laborel (1969) mencionam como evidências de níveis de mar holocênicos mais elevados superfícies de abrasão em recifes de corais. Branner (1902), Moraes (1928) e Kegel (1955), a partir da observação de perfurações de ouriços-do-mar situadas acima da zona ecológica atual desses organismos, também sugerem níveis de mar quaternários mais elevados (FERREIRA, 2010).

Foram identificados ainda terraços marinhos elevados ao nível de 2 a 3 m de altura por Mabesoone (1964, 1978) e por Carvalho & Coutinho (1979), tendo os dois últimos também mencionado a existência de um segundo nível entre 7 e 8 m.

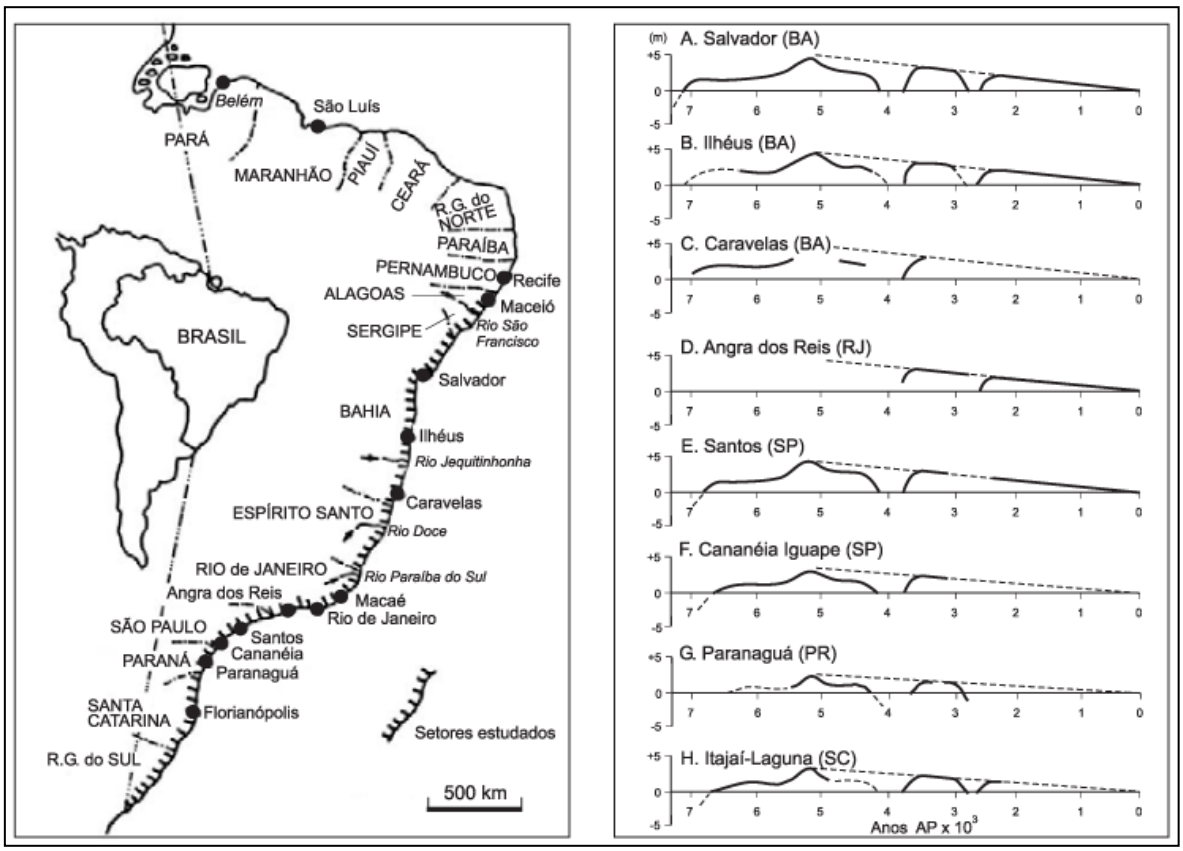
Datações radiométricas efetuadas por Van Andel & Laborel (1964) e Delibrias & Laborel (1971) em amostras de vermetídeos, corais e bancos de arenito confirmam também a existência de níveis marinhos holocênicos elevados na costa de Pernambuco (FERREIRA, 2010).

Dominguez et al. (1990) identificou em Pernambuco testemunhos de dois níveis marinhos elevados. O primeiro, holocênico, está relacionado à transgressão denominada por Bittencourt et al. (1979) de última transgressão, que alcançou um máximo em torno de 5m acima do nível médio atual do mar por volta de 5.100 anos

A.P. (MARTIN et al., 1979). O segundo, pleistocênico, está associado à transgressão denominada por Bittencourt et al. (1979) de Penúltima Transgressão, cujo máximo, de 8 a 10m acima do nível médio do mar, foi alcançado há cerca de 120.000 anos A.P. (MARTIN et al. 1982).

Dominguez et al. (1990), sugerem ter havido na costa do Estado de Pernambuco, de uma maneira geral, uma gradativa descida do nível do mar, de 5.000 anos A.P. até o presente. Durante esse período, o nível do mar experimentou, provavelmente, um abaixamento de cerca de 5m, como corroboram os dados de Suguio et al. (1985) (Fig. 21).

Figura 21 - Curvas e variações dos níveis relativos do mar nos últimos 7.000 anos ao longo de vários trechos do litoral brasileiro



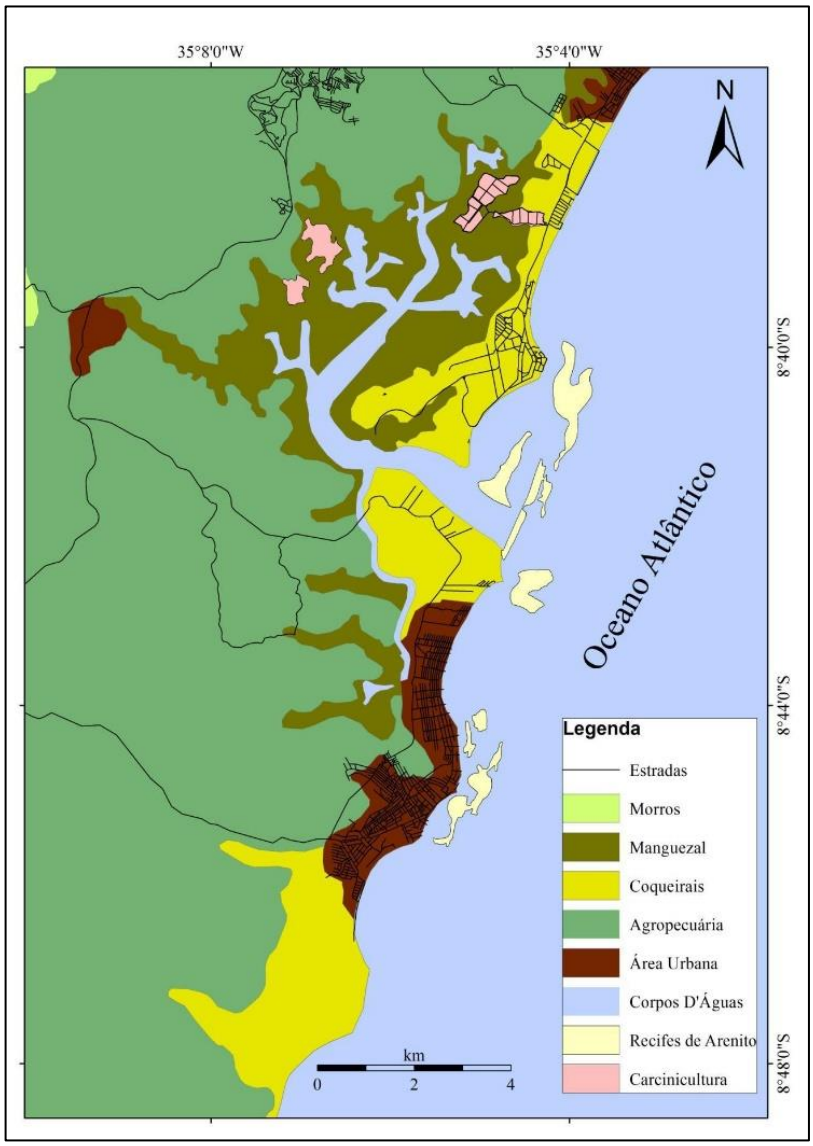
Fonte: Suguio et al. (1985).

3.3.3 Uso e ocupação do solo na área do estuário do rio Formoso

As unidades de uso e ocupação do solo representadas na figura 22 expressam as principais atividades desenvolvidas na área. Foram identificados: área de manguezais em torno do estuário; cultivo de coco, no litoral, no entorno do estuário,

ocupando os terraços marinhos e tabuleiros, sendo substituídos por loteamentos de veraneios e estruturas hoteleiras; expansão urbana, principalmente na região mais ao sul do estuário; áreas de tanques de carcinicultura no entorno do estuário na região mais a montante; e extensa área de agropecuária com policulturas, incluindo o cultivo de cana de açúcar (SANTOS & BARCELLOS, 2017).

Figura 22 - Mapa de uso e ocupação do solo para a região do estuário do rio Formoso



Fonte: Santos e Barcellos (2017).

3.3.4 Morfologia do estuário do rio Formoso

O estuário do rio Formoso foi dividido por Lira et al. (1979) e Lira & Fonseca (1980), em três zonas morfológicas distintas:

- Zona estuarina superior: corresponde a zona situada à montante da maior ilha (Neri) existente no estuário até o limite máximo de penetração da maré salina. Como característica, destaca-se a presença de um canal com profundidade igual ou superior a 2m e existência de bancos arenolamosos recobertos pela vegetação de manguezal (Figs. 23 e 24);

- Zona estuarina média: zona situada entre a desembocadura do rio Ariquindá e a ilha Neri. Como característica morfológica mais expressivo essa zona apresenta um canal de profundidade média de 7,0m que é o eixo de refluxo das águas e está praticamente todo ancorado na margem direita do estuário;

- Zona estuarina inferior: zona compreendida entre a ponta de Guadalupe e a desembocadura do rio Ariquindá. É o trecho mais largo do estuário, onde se destaca a presença de dois canais, um de fluxo e o outro de refluxo, situados às margens e divididos por um pequeno banco arenoso (Fig. 25 e 26).

Silva et al. (2011), caracterizam o estuário do rio Formoso como do tipo planície costeira, os qual foi formado durante a última transgressão marinha do Holoceno, inundando os vales dos rios. Araújo & Lima (2009) identificaram padrões de erosão nas praias adjacentes ao estuário do rio Formoso.

Do ponto de vista geológico, Lira et al. (1979) e Lira & Fonseca (1980), classificaram o estuário como sendo de planície costeira em virtude dos seguintes aspectos: presença de um canal central com secção transversal, evidenciando calha ligeiramente triangular; profundidade máxima menor que 15m; razão entre largura e profundidade maior que 1m.

Essas falhas e fraturas da área condicionam a drenagem do estuário do rio Formoso, que tem os vales maiores encaixados em falhas o que lhes dá um aspecto quase retilíneo, a exemplo do rio dos Passos (CPRH, 1998).

Ou seja, é um estuário do tipo misto, de origem tectônica com características de planície costeira, também.

Dessa forma, enquanto os vales maiores estão encaixados em falhas, que possuem grande importância no direcionamento do canal, a estruturação da drenagem é influenciada pelo tectonismo que atuou na área (SETUR, 2011).

Figura 23 - Zona estuarina superior com vista dos tanques de carcinicultura

Fonte: Roberto Barcellos (2011).

Figura 24 - Vista da zona estuarina superior a partir do setor do estuário médio

Fonte: Roberto Barcellos (2011).

Figura 25 - Vista da desembocadura do estuário do rio Formoso com a presença dos bancos arenosos e dos arrecifes

Fonte: Roberto Barcellos (2011).

Figura 26 - Vista da desembocadura do estuário do rio Formoso com a presença dos bancos arenosos e dunas submersas (mega ripples), da praia dos Carneiros e dos arrecifes

Fonte: Roberto Barcellos (2011).

3.3.5 Sedimentos superficiais do estuário do rio Formoso

Silva (2008) classificou os sedimentos atuais do estuário do rio Formoso como de composição de fácies de areias lamosas, lamas arenosas e lamas no setor superior, associando à baixa hidrodinâmica e profundidades rasas. Nos setores médio e baixo dominam sedimentos de granulação mais grossa, areias cascalhosas, areia e areia lamosa, além de lamas, relacionadas a uma hidrodinâmica mais intensa.

Santos (2016), indica que, os sedimentos que compõem a região do estuário do rio Formoso são predominantemente arenosos e pobremente selecionados, tanto para a época de inverno quanto para a época de verão. Isso é decorrente da energia moderada no sistema devido à proteção dos recifes na desembocadura do estuário, a média amplitude de maré e a descarga líquida fluvial de pequeno porte. As amostras que apresentam um melhor grau de seleção associam-se a depósitos de sedimentos arenosos, localizados nas proximidades da desembocadura do estuário.

A distribuição sedimentar e da matéria orgânica indica que o sistema parece funcionar como retentor de material de origem continental, principalmente, no estuário superior. Provavelmente associado ao maior tempo de residência das águas no sistema no verão (SANTOS, 2016; SANTOS & BARCELLOS, 2017).

3.4 ASPECTOS HIDRODINÂMICOS

3.4.1 Regime de marés

Segundo Manso et al. (2006), as marés para o litoral sul do Estado de Pernambuco são monitoradas através de poucas estações maregráficas. Atualmente a DHN realiza previsões de marés para apenas três pontos da costa: Porto do Recife, Porto de Suape e Fernando de Noronha.

Em ambos os portos, as marés apresentam amplitude e período que as classificam nas categorias de mesomarés semidiurnas. Registros de maré realizados pela DHN, no período de março a abril de 1961, que a classifica como sendo mesomaré semidiurna, com amplitude média de sizígia de 2,0 m e de quadratura com 0,7 m e responde primariamente à forçante astronômica (MANSO et al., 2006).

3.4.2 Regime de ondas

O sistema de ondas oceânicas que aportam às áreas costeiras do Estado de Pernambuco, em função da significativa constância na velocidade e direção do sistema de ventos, tem grande influência no transporte longitudinal de sedimentos à praia. As ondas de direção E-SE, associadas a ventos de mesma direção, têm altura média de 1 a 1,5 m e períodos de 5 a 7 s, dominantes durante todo ano (HOG-BEN & LUMB, 1967, apud Manso et al., 2006; U.S. NAVY, 1978, apud DOMINGUEZ et al., 1992).

Com relação às alturas das ondas, observa-se que no outono e primavera, há uma predominância de valores em torno de 1,0 m; no verão oscilam entre 0,85 e 1,0 m, e no inverno alcançam os maiores valores anuais, em torno de 1,25m. Os períodos das ondas mencionadas ficam em torno de 6,5 s, para as condições de outono, inverno e primavera, e 5,0 s no verão. A altura significativa média anual atinge 1,11m e período médio de 6,28 s. As direções das ondas se diferenciam entre S, SE e ESE no inverno e de NE-N e E no verão (MANSO et al., 2006).

3.4.3 Material em suspensão

Segundo Manso et al. (2006), as concentrações de material em suspensão nas águas da plataforma do Nordeste são em geral muito baixas (inferiores a 0,5 mg/L), mesmo próximo à costa.

Segundo Barreto & Summerhayes (1975) somente pequenas quantidades de grãos minerais alcançam o mar e mais da metade dos suspensóides próximo à costa são geralmente de origem orgânica. Há um decréscimo das concentrações, tanto de origem orgânica como inorgânica, no sentido externo da costa.

A desagregação bioquímica dos depósitos de algas calcárias representa uma fonte secundária de sedimentos (COUTINHO, 1994).

O maior suprimento de material fino para a plataforma interna ocorre no período de inverno. Algumas determinações realizadas na plataforma interna adjacente à cidade do Recife apresentaram valores de até 4,5 mg/L (COUTINHO, 1994).

3.5 ASPECTOS METEOROLÓGICOS

3.5.1 Clima

O estuário do rio Formoso está inserido na chamada Zona da Mata cujo clima característico é o tropical úmido (25°C/>2000 $mm.ano^{-1}$), que de acordo com a classificação de Köppen é do tipo As' – tropical, com chuvas de inverno antecipadas no outono. As chuvas são ocasionadas, principalmente, pelos ciclones da Frente Polar Atlântica. Esses chegam ao litoral nordestino com maior força durante os meses de abril e agosto. Os ventos deslocam-se de SE e secundariamente de NE (SANTOS & BARCELLOS, 2017).

Em compensação a esse alto índice pluviométrico a radiação solar é intensa, típica da faixa tropical, cuja brisa marinha contribui para um alto índice de evaporação.

A temperatura média oscila em torno de 26ºC, com pequena amplitude térmica anual da ordem de 4ºC. A umidade relativa do ar nos meses de chuva é de cerca de 80%, em consequência da baixa latitude, da proximidade do oceano Atlântico e das massas de ar atuantes na região.

Na região a direção predominante dos ventos é do quadrante E - circulação normal - oriundos da área de altas pressões subtropicais, ou seja, do anticiclone do Atlântico Sul, denominado alísios. Essa massa tem uma inversão térmica superior com duas camadas: a inferior, de temperaturas mais baixas e úmidas; e a superior, com temperaturas mais altas e secas. Tem um caráter de estabilidade que se encerra com a chegada das correntes perturbadas (NIMER, 1977).

Para a cidade do Recife, o INMET confirma a presença de duas estações típicas. O inverno, que se estende de março a agosto, caracterizado por um período chuvoso com precipitações médias entre 200 a 400mm mensais. E o verão, que se estende de outubro a janeiro, caracterizado por um clima seco com precipitações mensais inferiores a 100mm. A zona de Convergência Intertropical (ZCIT), as Frentes Frias do Sul ou bandas de nebulosidade, os Distúrbios de Leste ou ondas de Leste e os Ciclones na Média e Alta Troposfera do tipo Baixas Frias, conhecidos como Vórtices Ciclônicos de Ar Superior (VCAS) são os principais sistemas atmosféricos de macro escala que influenciam nos índices pluviométricos no Nordeste brasileiro. Além desses, as brisas terrestres e marinhas e os ventos de vale-montanhas são sistemas de meso-escala que influenciam também na distribuição das chuvas para região (MOURA, 2001).

4 METODOLOGIA

4.1 ETAPAS PRELIMINARES ÀS ATIVIDADES DE CAMPO

4.1.1 Levantamento bibliográfico e cartográfico

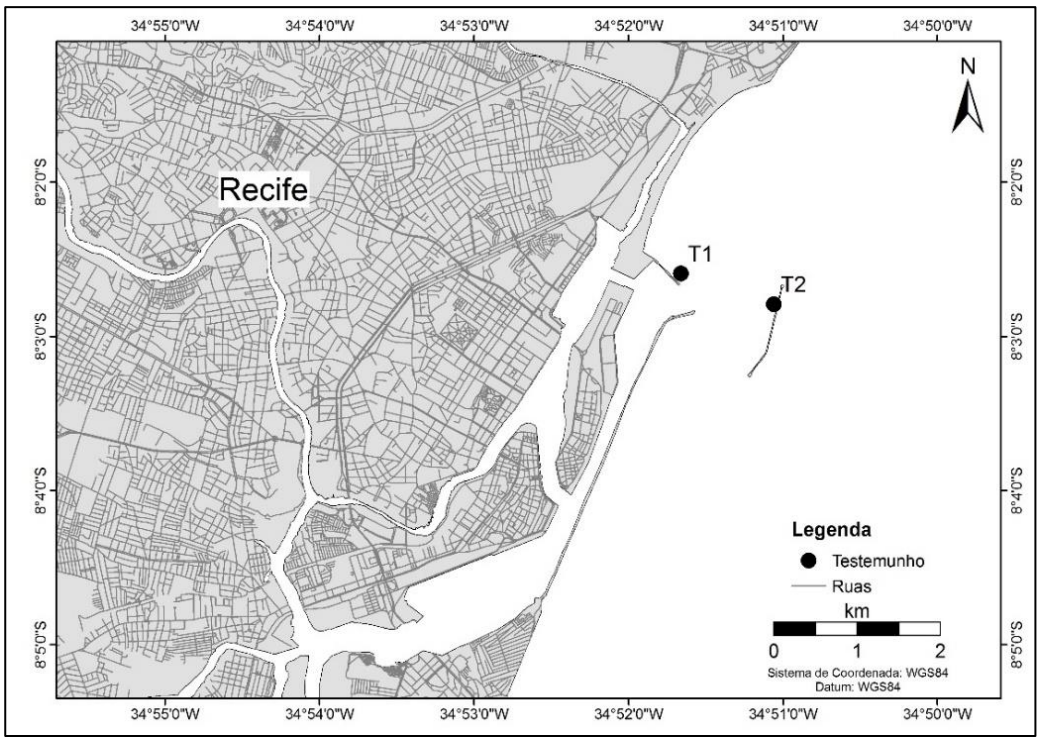
Nesta etapa a metodologia utilizada envolveu a consulta e análise de dados bibliográficos e cartográficos disponíveis para as áreas de estudo.

4.2 ETAPAS DE CAMPO

4.2.1 Testemunhagem

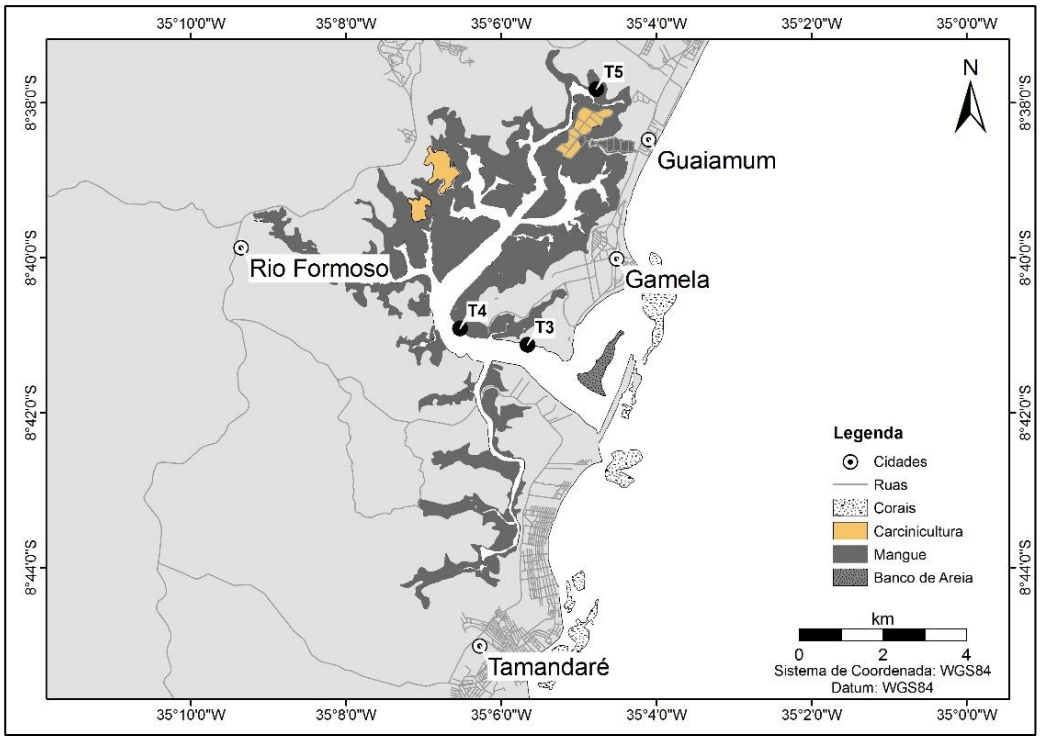
Foram amostrados cinco testemunhos pelo método *pushcore*, o qual consiste em amostragem sedimentar em tubos de PVC ou metálicos, com auxílio de equipamentos como braçadeiras e pesos, os quais facilitam o processo de penetração do tubo no depósito para posterior amostragem. Dois testemunhos foram coletados na plataforma continental interna de Pernambuco, na área de influência do setor inferior do estuário do rio Capibaribe (T1 e T2), em junho de 2013 e outros três testemunhos foram recuperados no sistema estuarino do rio Formoso (T3 e T4 em setembro de 2014 e T5 em março de 2015) (Fig. 27 e 28).

Figura 27 - Localização dos pontos de coleta dos testemunhos T1 e T2



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Figura 28 - Localização dos pontos de coleta dos testemunhos T3, T4 e T5



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

A localização (coordenadas), caracterização ambiental, tamanho e profundidade de lâmina d'água (em metros) de coleta dos testemunhos são apresentadas no quadro 2:

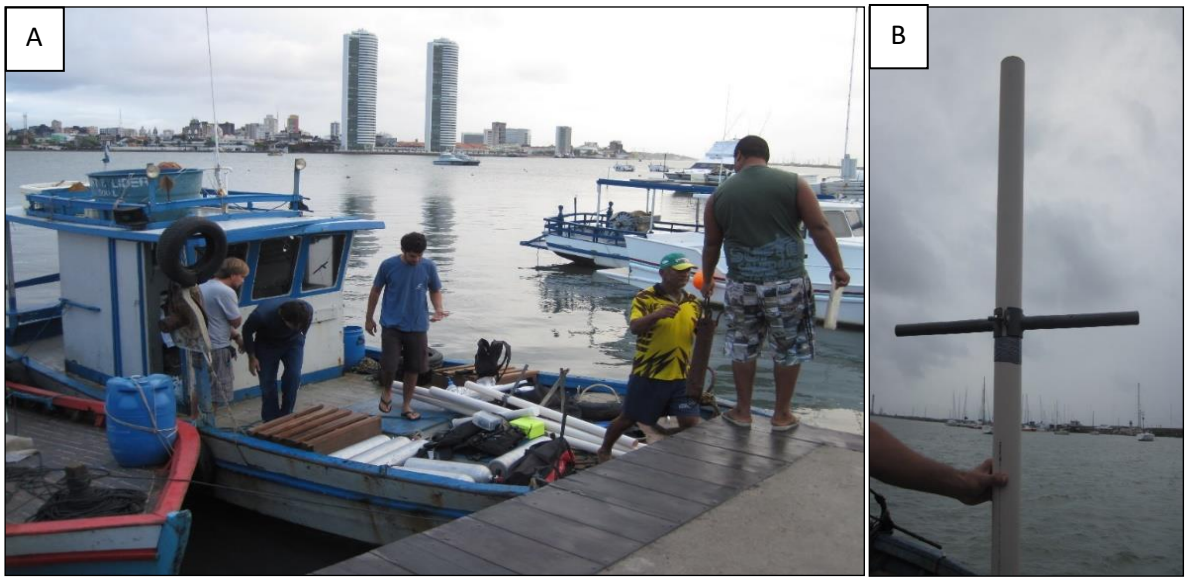
Quadro 2 - características da localização dos testemunhos

Testemunho	Localização	Caracterização ambiental	Tamanho do testemunho	Profundidade de coleta
T1	S08º 02,542' / W34º 51,458'	Plataforma continental interna. Saída do canal do setor inferior do estuário	126cm	9 metros
T2	S08º 02,769' / W34º 51, 178'	Plataforma continental interna. Área de proteção do Banco Inglês	128cm	9,8 metros
T3	S08.68537º / W35.09437º	Setor inferior do estuário	170cm	0,3 metros
T4	S08.68184º / W35.10886º	Setor médio do estuário	164cm	0,4 metros
T5	S08.63037º W35. 07951º	Setor superior do estuário	136cm	1,6 metros

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Os trabalhos de campo foram registrados nas figuras 29, 30, 31, 32 e 33.

Figura 29 – A) Organização de material de coleta dos testemunhos da área de influência do Porto do Recife. B) Detalhe da braçadeira utilizada no método *pushcore*



Fonte: Roberto Barcellos (2013).

Figura 30 - Mergulhadores preparando a coleta dos testemunhos sedimentares T1 e T2, na Plataforma interna adjacente à área do Porto do Recife

Fonte: Roberto Barcellos (2013).

Figura 31 - Coleta de testemunho sedimentar na planície costeira do sistema estuarino do rio Formoso

Fonte: Autor (2014).

Figura 32 - Processo de retirada do testemunho na planície costeira do sistema estuarino do rio Formoso

Fonte: Autor (2014).

Figura 33 - Mergulhadores realizando a coleta de testemunho no setor superior do estuário do sistema estuarino do rio Formoso

Fonte: Autor (2015).

4.3 ANÁLISES LABORATORIAIS

Os testemunhos foram abertos longitudinalmente, fotografados e descritos macroscopicamente segundo suas texturas e estruturas sedimentares.

Os mesmos foram sub-amostrados a cada 2cm. Do material coletado, separou-se cerca de 10g para a análise do carbonato de cálcio (CARVER, 1971), 4g para a análise da matéria orgânica elementar (C, N) e razões isotópicas de $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$. Cerca de 50g foram acondicionadas em potes, para as análises sedimentológicas restantes como, granulometria por peneiramento e pipetagem (MULLER,1967), taxas de matéria orgânica total (MOT) e de carbonato de cálcio ($CaCO_3$), conteúdo palinológico, taxa de sedimentação por ^{210}Pb e datações por ^{14}C.

Após a obtenção dos resultados, os dados sedimentológicos foram tratados segundo os parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957), descritos segundo as

classificações faciológicas de Larsonneur (1977) e Shepard (1954) e por fim, foi aplicado o coeficiente de correlação de Pearson (r) para a análise de dados.

4.3.1 Sedimentologia

4.3.1.1 Análise de fácies

A análise de fácies foi embasada em etapas, com o objetivo de entender o comportamento da dinâmica deposicional, quanto ao:

1) reconhecimento das fácies sedimentares, de acordo com geometria, texturas, estruturas sedimentares; 2) entendimento dos processos sedimentares que revelam a gênese dos elementos faciológicos e; 3) associação de fácies, que congregam o conjunto de fácies contemporâneas e cogenéticas, com diferentes padrões de empilhamento, geometria e posição relativa dentro da sequência, que são característicos dos diferentes ambientes e sistemas deposicionais (WALKER, 1992; 2006). Depois de descritas, as fácies foram representadas em perfis colunares com o auxílio de *softwares* específicos. Foram utilizadas as classificações faciológicas de Larsonneur (1977) (1977) e Shepard (1954).

A descrição macroscópica foi realizada segundo ficha-modelo modificada de Boyles et al. (1986), a qual permite a organização de uma série de informações tais como: coordenadas de localização do testemunho, comprimento, seguindo a tabela de cor de Munsell, (1975), granulometria, estruturas sedimentares físicas e biogênicas, concentração de matéria orgânica, parâmetros fisico-químicos, fragmentos de vegetais ou de carapaças, traços fósseis, contatos, porções amostradas e tipo de análise.

Chapas de raio-x foram obtidas do testemunho no departamento de Medicina Veterinária da UFRPE, com o objetivo de auxiliar na descrição física do mesmo. Foi utilizado o equipamento RX Meditronix BR-100, com distância foco filme de 75 centímetros e obtenção de imagens de 0,09 segundos.

A análise granulométrica foi realizada com o intuito de se fazer a determinação quantitativa das diferentes frações coletadas no intervalo analisado do testemunho;

além de obter os parâmetros estatísticos (diâmetro médio, mediana, assimetria, grau de seleção, curtose, etc.) necessários para a caracterização textural dos sedimentos e realização de interpretações sobre as condições de sedimentação.

As fácies deposicionais foram classificadas segundo a análise de multi-parâmetros baseados em Tucker (2014).

4.3.1.2 Análise granulométrica

Amostras coletadas a cada 2cm foram processadas de acordo com as técnicas de peneiramento seco e via úmida além de pipetagem descritas em Muller (1967), para obtenção dos tamanhos granulométricos. Após a obtenção dos resultados os dados sofreram tratamento segundo os parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957). Essas análises, bem como a de carbonato de cálcio, fração arenosa e a preparação para análise da matéria orgânica sedimentar foram efetuadas no Laboratório de Oceanografia Geológica (LABOGEO-DOCEAN-CTG-UFPE).

4.3.2 Análises geoquímicas

4.3.2.1 Análise do conteúdo em carbonato de cálcio ($CaCO_3$)

O conteúdo em carbonato de cálcio foi determinado a partir da diferença, em peso seco, antes e após o ataque com solução de ácido clorídrico (HCl), diluído a 10% (CARVER, 1971).

% de carbonatos = (Peso Inicial – Peso Final) x 100 / Peso Inicial

4.3.2.2 Análise do conteúdo Matéria Orgânica Total (MOT)

O procedimento consiste na determinação da concentração de Matéria Orgânica Total (MOT) de uma amostra por meio do método de diferença de pesos, antes e após o ataque com o peróxido de Hidrogênio (H_2O_2) (CARVER, 1971).

% MOT = (Peso Inicial – Peso Final) x 100 / Peso Inicial

4.3.2.3 Análise do C e N elementares e razões isotópicas de carbono ($\delta^{13}C$) e nitrogênio ($\delta^{15}N$) da matéria orgânica sedimentar

A análise do conteúdo de carbono orgânico total (COT) e nitrogênio total (NT), expressos em mg (elemento)/g (peso seco da amostra), foram efetuadas após um tratamento preliminar da amostra para a eliminação do $CaCO_3$ existente, conforme descrito em Hedges & Stern (1984).

As amostras foram pesadas em cápsulas de estanho em uma balança analítica Metler (precisão de 0,00001g). Em seguida, essas cápsulas foram introduzidas em analisador de combustão elemental (COSTECH) e queimadas a 1020^{o}C em colunas contendo CrO, e transferidas para outras colunas contendo Cu^{2+}, a 650^{o}C, para liberação de N_2 e CO_2 que são então separados por cromatografia de troca iônica. As composições elementares e isotópicas dos gases N_2 e CO_2 foram analisadas em um espectrômetro de massa Thermofinnigan Delta V Advantage (os cilindros de N_2 e CO_2 atrelados ao Delta foram calibrados contra padrões internacionais). Resultados estão expressos na notação δ em permil (‰) relativo ao padrão V-PDB (carbono) e ao ar (nitrogênio), com precisão melhor que ± 0,01‰ VPDB. A determinação da composição isotópica dos compostos orgânicos é realizada através de um espectrômetro de massas, que no caso dos isótopos de carbono analisa a razão $^{13}C/^{12}C$ da amostra com a razão dos isótopos de carbono de um padrão internacional, como o molusco fóssil *Belemnitella americana*, encontrado na Formação Peedee (BOUTTON, 1996; MARTINELLI et al., 2009).

As amostras foram analisadas no laboratório NEG- LABISE, do Departamento de Geologia- UFPE.

4.3.3 Determinação das taxas de sedimentação através da obtenção dos valores de emissão gama para os radionuclídeos ^{210}Pb

Para a obtenção dos resultados de taxa de sedimentação, o testemunho foi analisado em intervalo de 2cm até 40cm, após 40cm em intervalos de 10cm até a base do testemunho. O valor da taxa de sedimentação obedeceu a metodologia de determinação de radionuclídeo ^{210}Pb descrito por Saito et al. (2001), que é baseada no princípio do decaimento da meia-vida do ^{210}Pb ($t_{1/2}$ = 22,3 anos) (PATCHINEELAM E SMOAK 1999). O valor da taxa de sedimentação foi calculado pelo modelo CIC (*Constant Initial Concentration*) proposto por Appleby e Oldfield (1992). O limite da taxa de sedimentação seguiu o proposto por Figueira et al. (1998) o qual considera até 200 anos.

As taxas de sedimentação foram calculadas por meio de um detector gama marca EGGeORTEC modelos GEM50P e GMX 25190P.

Essas análises foram realizadas no laboratório de análises ambientais do Centro Regional de Ciências Nucleares (CRCN - NE).

Essa técnica foi aplicada apenas no testemunho T2. O testemunho T1 apresentou datação ^{14}C incompatível com a referida técnica, pois indicou uma datação mais recente que 200 anos.

Não foi aplicada a mencionada técnica no testemunho T3 pelo fato desse ser muito arenoso e ter pouca MOT. Para os testemunhos T4 e T5, optou-se por utilizar apenas as taxas de sedimentação calculadas a partir das datações ^{14}C (AMS) e comparadas com as taxas de sedimentação calculadas em pontos próximos das coletas do trabalho de Arruda (2010).

4.3.4 Datações ^{14}C (AMS)

As datações foram realizadas pelo *Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory* (Florida, USA), CAIS (*Center for Applied Isotope Studies*, Universidade da Georgia, USA) e Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA) da Universidade de São Paulo, através da técnica AMS (*Accelerated Mass Spectrometry*). Essa técnica permite a datação de uma quantidade muito pequena de amostra, entre $25x10^{-5}$ e $3x10^{-1}$ de carbono.

O carbono é reduzido em grafita (100% C) e então, através de um espectrômetro-acelerador de massa, é realizada a medição do conteúdo de ^{14}C. As idades não calibradas obtidas pela datação ^{14}C são expressas pela unidade anos antes do presente – A.P., sendo P o ano de 1950, enquanto que as respectivas idades calibradas são expressas pela unidade anos calendário antes do presente – anos cal. A.P. com o uso de Calib 7.1 (STUIVER et al., 2017) e a curva SHCal13 (REIMER et al. 2009). Os dados são reportados no texto como a média da variação das datações calibradas.

Com base na meia-vida física, é possível a datação de amostras de até ~57 mil anos. A medição da quantidade de ^{14}C em uma amostra pode ser realizada pela mensuração da radioatividade emitida pelos átomos restantes, como, por exemplo, na cintilação líquida. Nessa técnica, quanto menor a radioatividade detectada, menor a quantidade de ^{14}C. Mais recentemente, a datação ao ^{14}C passou também a ser realizada pela técnica de "*Accelerator Mass Spectrometry*" – AMS.

Essa técnica se baseia na contagem dos próprios átomos de ^{14}C existentes na amostra. Em comparação com a técnica de cintilação líquida a técnica de AMS permite a datação de amostras um pouco mais antigas, menores e com menor margem de erro (BROECKER, 2003).

As idades convencionais serão apresentadas nos resultados em *Anno Domini* (AD) e anos Cal. A.P.

4.3.4 Palinologia

4.3.4.1 Processamento das amostras

O processamento palinológico de 17 amostras foi realizado no Laboratório de dinâmica costeira (LADIC-UFPA), conforme o procedimento padrão para sedimentos quaternários (FAEGRI; IVERSEN, 1989; COLINVAUX et al., 1999).

Esse procedimento consiste no tratamento das amostras com HCl 10% para eliminação dos carbonatos, HF para eliminar os silicatos, hidróxido de potássio (KOH

5%) para eliminar ácidos húmicos e a mistura de acetólise (9 partes de anidrido acético – $(CH_3CO)_2^o$ e 1 parte de ácido sulfúrico – H_2SO_4) com a finalidade de eliminar a celulose e a matéria orgânica do sedimento, mas sem alterar a integridade morfológica dos palinomorfos.

Para cada amostra foi adicionada uma pastilha do marcador exótico *Lycopodium clavatum*, permitindo assim, o cálculo do número absoluto de cada palinomorfo por cm^3 (STOCKMARR, 1971).

4.3.4.2 Análise Qualitativa e Quantitativa

A análise qualitativa das lâminas foi realizada em microscópio óptico *Zeess Axioskop* 40 nos aumentos de 400x e de 1000x com óleo de imersão, e teve por finalidade a identificação dos palinomorfos (e.g. grãos de pólen e esporos).

A identificação dos palinomorfos foi realizada através do uso de bibliografia especializada (SALGADO-LABOURIAU, 1973; VAN GEEL, 1978; TRYON; TRYON, 1982; ROUBIK; MORENO, 1991; COLINVAUX et al., 1999; MELHEM et al., 2003; LORENTE; MEYER, 2010).

O material polínico foi comparado com as amostras disponíveis nas palinotecas de referência do Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC - UFPA) e do Laboratório ^{14}C do CENA-USP, que atualmente conta com cerca de 4.000 lâminas referentes a espécies de Floresta Atlântica, Amazônia e Cerrado.

Os grãos de pólen e esporos foram identificados de acordo com a ornamentação e espessura da exina e com o número, tipo, posição e forma das aberturas (PUNT et al., 2007; LORENTE, 2015).

A análise quantitativa foi realizada em paralelo com a análise qualitativa.

Um total de 300 grãos de pólen foram contados por amostra, incluindo os tipos arbóreos e arbustivos, árvores de manguezal, ervas e plantas aquáticas. Paralelamente a esse número mínimo de grãos de pólen, foram contados os esporos de briófitas e pteridófitas, algas, elementos marinhos (microforaminíferos e cistos de

dinoflagelados) e o marcador exótico introduzido *Lycopodium clavatum (*1 pastilha = 18.584 esporos).

Para a contagem dos palinomorfos foram utilizadas no mínimo três lâminas para cada amostra, e cada lâmina foi percorrida horizontalmente, começando do lado esquerdo e de cima para baixo.

Os resultados da análise qualitativa e quantitativa foram sintetizados na forma de diagramas de porcentagem (%) e concentração absoluta (grãos/cm^3) e elaborados pelos programas *Tilia 1.7.16, Tilia GView e CONISS* (GRIMM, 1987). Os diagramas de concentração mostram o valor absoluto de cada palinomorfo calculado a partir da adição do marcador exótico, e nos diagramas de porcentagem, o valor relativo de cada tipo polínico é calculado com base na soma polínica.

Os palinomorfos identificados foram agrupados dentre as seguintes categorias:

(1) Árvores de manguezal: *Rhizophora* sp., *Avicennia schaueriana*., *Laguncularia* sp.

(2) Palmeiras: Arecaceae.

(3) Árvores e arbustos: Anacardiaceae, Apocynaceae, Bombacaceae, *Cecropia* sp., Eichhornia, Ericaceae, Euphorbiaceae, Fabaceae, Melastomaceae-Combretaceae, Meliaceae, Malpighigiacaeae, Malvaceae, *Mimosa* sp., Moraceae/Urticaceae, Myrtaceae, Rubiaceae, Sapindaceae.

(4) Ervas: Amaranthaceae, Acanthaceae, Asteraceae, *Borreria* sp., Cyperaceae, Poaceae,

(5) Esporos: Monolete psilate, Monolete verrucate, Trilete psilate.

(6) Elementos marinhos: Microforaminíferos.

4.4 TRATAMENTO DOS DADOS OBTIDOS

A partir dos dados obtidos, foram elaborados mapas, tabelas e gráficos, através dos softwares *Excel, Grapher, ArcGis 9, Corel Draw X8 e Strater 4*. O tratamento estatístico dos dados foi efetuado através dos programas de software *Sysgran 3, Primer 6* e *Statistica*.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA DE PERNAMBUCO NAS ADJACÊNCIAS DO SETOR INFERIOR DO ESTUÁRIO DO RIO CAPIBARIBE E DO PORTO DO RECIFE

5.1.1Testemunho T1

5.1.1.1 Caracterização Sedimentológica

O testemunho T1 foi subdividido em fácies distintas, segundo a classificação de Larsonneur (1977): areia bioclástica grossa a muito grossa, areia bioclástica média, areia biolitoclástica média, lama terrígena, lama terrígena arenosa, marga, marga arenosa e marga calcárea arenosa.

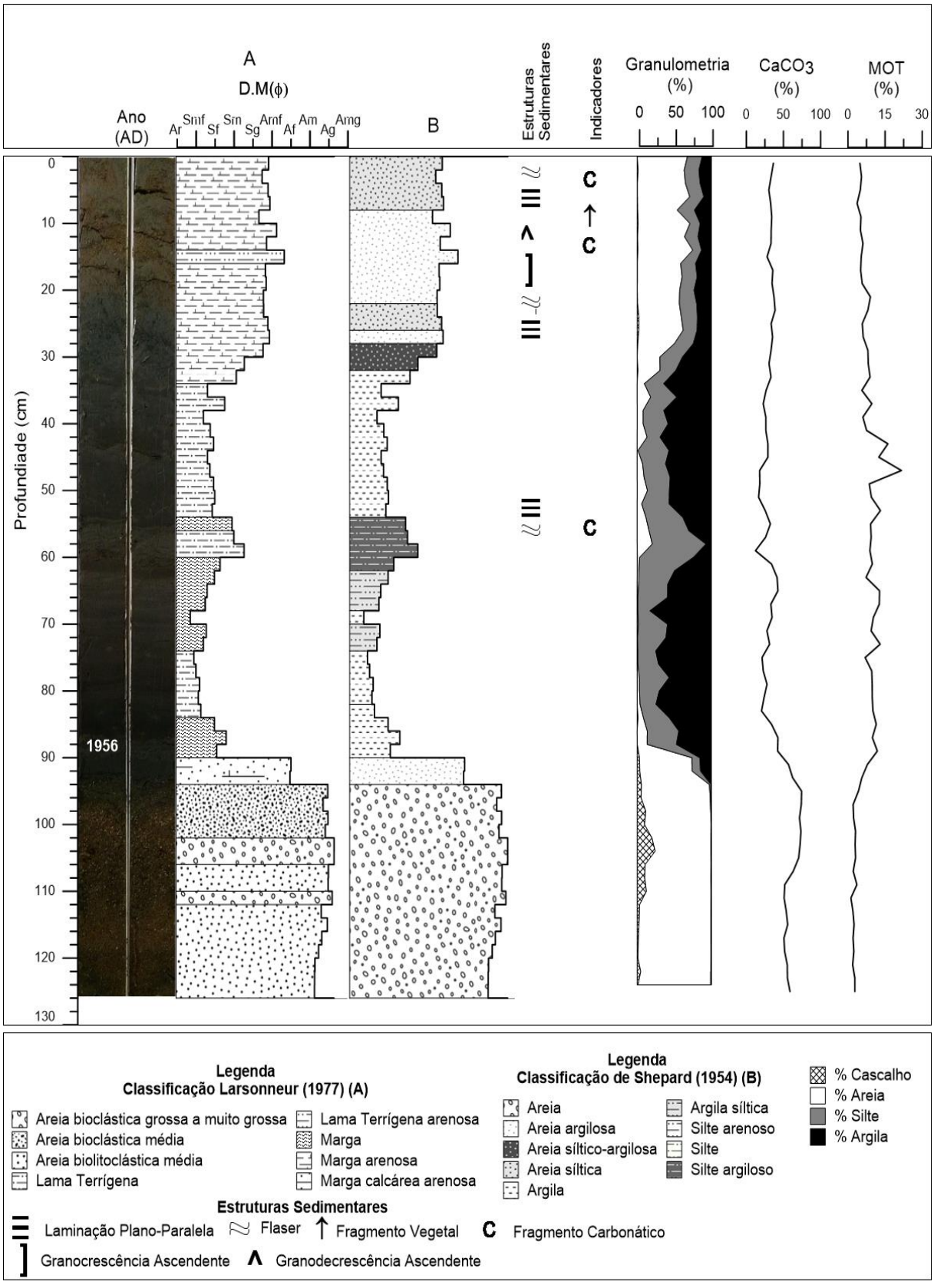
Segundo a classificação de fácies texturais de Shepard (1954), o T1 foi subdividido nas fácies: areia, areia argilosa, areia síltico-argilosa, areia síltica, argila, argila síltica, silte arenoso, silte e silte argiloso.

O testemunho apresentou variação na composição de sedimentos, de uma base essencialmente arenosa de composição carbonática, variando para uma composição lamosa e terrígena para suas porções superiores. Esse limite se encontra em 90cm de profundidade (1956 AD) (Fig. 34).

Foi possível observar a presença de espículas de esponjas associadas aos sedimentos carbonáticos de cálcio de sua base. Próximo aos 90cm notou-se estruturas do tipo *flaser* e logo acima dessas em 85cm, foi possível identificar algumas lentes arenosas em laminações plano-paralelas.

Observou-se estruturas do tipo *wavy* em 59 e 42cm estão relacionadas às correntes de maré que adentram o sistema estuarino. Outras lentes arenosas estavam presentes também em 32cm dentro de laminações plano-paralelas. Entre 20 e 30cm os sedimentos apresentaram gradação inversa e a partir de 20cm até o topo o comportamento dos sedimentos foi de gradação normal com a presença de estruturas *flaser* em 12 cm e outras lentes arenosas em 2cm (Fig. 34).

Figura 34 - Descrição e distribuição vertical de MOT e $CaCO_3$ do testemunho T1



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

No testemunho T1 pode-se observar uma mudança de composição sedimentar bioclástica para uma marga arenosa e marga, a partir de 90cm de profundidade.

Próximo a base observou-se a predominância de areias bioclástica variando para uma composição predominantemente lamosa e de margas.

Estruturas maciças compostas de finos podem estar relacionadas à elevação de carga sedimentar de finos em suspensão transportados pelos rios que alimentam o sistema estuarino em questão. O aumento dessa carga em suspensão ocorre principalmente nos períodos de maior pluviosidade na bacia hidrográfica ou ainda, podem estar associadas a aumento da carga sedimentar na área devido às dragagens da área portuária (MARTINS et al., 2016).

As estruturas do tipo estratificadas cruzadas do tipo *flaser* do testemunho T1, assim como as lentes de areia e os níveis de estratificação cruzada *Wavy* e os níveis de sedimentos mal selecionados, indicam a influência de alternância de intensidade nos processos dinâmicos costeiros na proximidade do canal estudado. Essa alternância de processos está relacionada as correntes de maré no baixo estuário do rio Capibaribe que segundo Schettini et al. (2016), podem chegar a velocidade de 0,60m.s^{-1}.

Araújo e Pires (1998), Marcondes (2009) e Oliveira et al. (2014), encontraram velocidades de correntes de maré variando entre 0,30 a 0,87m.s^{-1}. Araújo e Pires (1998), em estudos de medição de velocidades de correntes de maré na Bacia do Pina, obteve resultados que apontaram uma tendência nas maiores velocidades nos períodos de vazante, o que explica a extensão de pluma estuarina sobre a plataforma interna.

O acamamento com gradação normal resulta de deposição a partir de fluxos que perdem competência, logo com a desaceleração as partículas mais grossas são depositadas primeiro seguidas das finas, acamamento típico de depósitos de correntes de tempestade (PETTIJOHN, 1975; SELLEY, 2000).

As correlações de Pearson entre cascalhos e $CaCO_3$ ($r > 0,59$), indicaram a dominância marinha nos processos deposicionais dos cascalhos (Tabela 1).

Os dados de correlação para as lamas e teores de matéria orgânica do testemunho T1 ($r = 0,79$), próximo ao canal dragado do sistema estudado, denotam

franca relação desses parâmetros e indicam como sua principal influência do aporte sedimentar, aquela oriunda do aporte de material pelítico continental (Tabela 1).

A variação de energia observada pelo padrão deposicional de sedimentos em alguns níveis do testemunho T1 está diretamente relacionada com a localização desse testemunho, o qual está sob influência de acréscimo de energia das ondas, que sofrem o processo de reflexão ao passarem pelo quebra-mar do Banco Inglês, localizado à leste do testemunho T2.

Segundo Pedrosa (2007), a linha de costa ao norte do molhe de Olinda é indicada como uma área de erosão, como corroboram os dados das pesquisas realizadas pela Universidade de Grenoble (1954, apud GUERREIRO JR., 1958), as quais afirmam que os processos erosivos foram intensificados a partir das modificações na linha de costa na área do Porto do Recife.

Portanto, é notável a retenção dos sedimentos dentro do sistema barra-molhes, diminuindo o aporte de sedimentos em direção Norte, para as praias e outros sistemas costeiros do município de Olinda, cidade vizinha ao norte de Recife (ALMEIDA et al., 2006; CÂMARA et al., 2012; MELO, 1919; PEDROSA, 2007; PORTO DO RECIFE, 2017; SMITH, 2012a; SMITH, 2012b).

Tabela 1 - Correlações de Pearson realizadas com as amostras do testemunho T1

	%MOT	%$CaCO_3$	Média	Seleção	% Cascalho	% Areia	% Silte	% Argila	%Lamas
%MOT	1								
%$CaCO_3$	**-0,67**	1							
Média	**0,81**	**-0,84**	1						
Seleção	0,31	-0,19	0,24	1					
% Cascalho	-0,53	**0,67**	**-0,76**	-0,22	1				
% Areia	**-0,84**	**0,77**	**-0,93**	-0,13	0,49	1			
% Silte	**0,73**	**-0,72**	**0,76**	0,18	-0,53	**-0,81**	1		
% Argila	**0,70**	**-0,66**	**0,86**	-0,11	-0,51	**-0,88**	0,48	1	
%Lamas	**0,79**	**-0,75**	**0,91**	-0,09	-0,56	**-0,96**	**0,77**	**0,92**	1

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

5.1.1.2 Datação ^{14}C e taxa de sedimentação

Os resultados das datações das amostras de sedimento são apresentados no quadro 3. A T1 (88-90 cm) foi datada em ~100,2 +/- 0.4 pMC ou 1956 AD.

A taxa de sedimentação no testemunho T1 foi de 1,58 cm.ano^{-1}. Essa taxa é considerada elevada para uma área de Plataforma Continental Interna, e deve estar associada as atividades de dragagens na área de canais de acesso do Porto do Recife (Quadro 3).

Quadro 3 - Datação ^{14}C de amostra sedimentar do testemunho T1.

Amostra	**Código Laboratório**	**Datação ^{14}C**	**Taxa de sedimentação**
88-90	Beta - 60788	100,2 +/- 0,4 pMC 1956 AD	1,58 cm.ano^{-1} *

* Taxa de sedimentação entre 1956 AD e 2013 AD

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

As taxas de sedimentação obtidas têm equivalência para outras taxas observadas em estuários do Brasil, como exemplo: Cananéia (SP): (0,5 – 1 cm.ano^{-1}, segundo Saito et al. (2001); São Francisco, (SE/AL): (1,66 cm.ano^{-1}, segundo Santos, 2007); Caravelas, (BA): (0,67 cm.ano^{-1}, segundo Neto, 2008); Amazonas, (PA/AP): (1,76 cm.ano^{-1}, segundo Nery, 2009).

5.1.1.3 Teores de Matéria Orgânica Total (%MOT) e Carbonato de cálcio (%$CaCO_3$)

O testemunho T1 apresentou teores mínimos de 1% e máximo de 24% de MOT.

No testemunho T1 foi observado uma maior concentração de carbonatos nas frações areia (r = 0,77) e cascalho (r = 0,67) e uma relação inversa com as lamas (r = -0,75). As lamas do T1 apresentaram significativa correlação com os teores de MOT (r = 0,79) (Tabela 1).

Na saída do sistema estuarino (T1), a maioria do material pelítico se concentrou entre os níveis entre 30 e 80cm, estando bem próximo dos níveis que apresentaram os teores mais elevados de MOT, observados principalmente entre 20 e 90cm de profundidade (Fig. 34). Os carbonatos alcançaram os mais elevados teores nas composições sedimentar de níveis basais, estando entre 90 e 126cm do T1 (Fig. 34).

Os menores teores de MOT (1%) estão associados à fácies carbonática basal.

Os altos teores de MOT no setor inferior do estuário indicam a forte contribuição de sedimentos finos da pluma do sistema estuarino do rio Capibaribe, conforme também observado por Oliveira et al. (2014).

5.1.1.4 Análise elementar (C e N) e isotópica ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) da matéria orgânica sedimentar

Os conteúdos de Carbono orgânico total (COT) variaram de 0,08% (115 cm) a 3,11% (65 cm), no testemunho T1. A média calculada foi de 0,99%. Picos de 1,95% (21 e 75), 1,8% (1cm) e 1,70% (41cm) cm foram observados no testemunho T1 (Fig. 35).

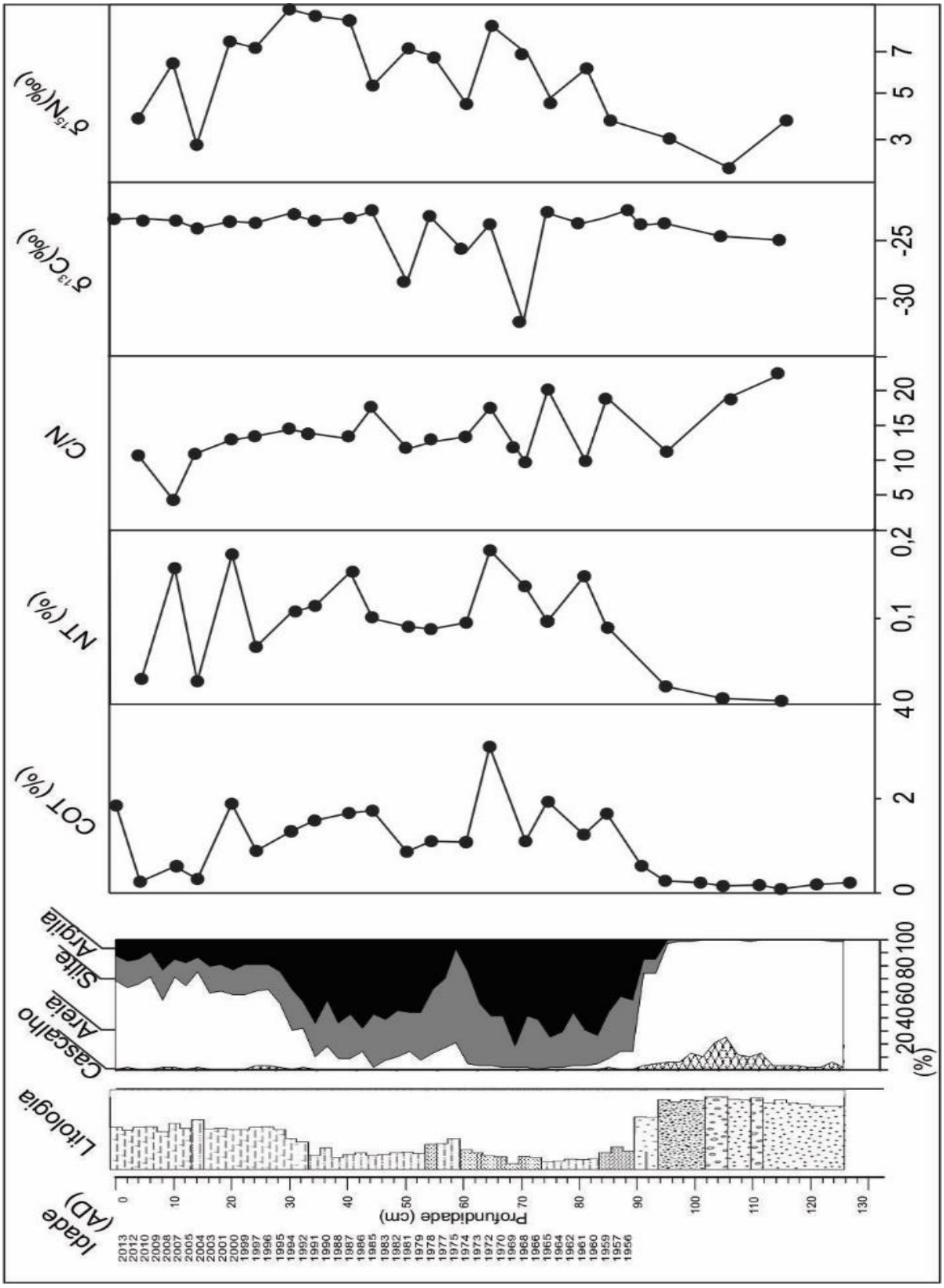
As concentrações de NT variaram de 0,03% (115 cm) à 0,17% (21 cm) com a presença de outro pico de 0,16% de NT em 10 a 12 cm de profundidade. A média foi de 0,09%

Os dados das razões C/N variaram de 4,29 (11 cm) até 22,5 em 115cm de profundidade. A média foi de 13,2 (Fig. 36).

A razão isotópica $\delta^{13}C$ variou em valores menos enriquecidos de -22,4‰ PDB (81 cm) até dados mais enriquecidos de -32‰ PDB (70 a 72 cm de profundidade). A média foi de -23,34‰ PDB.

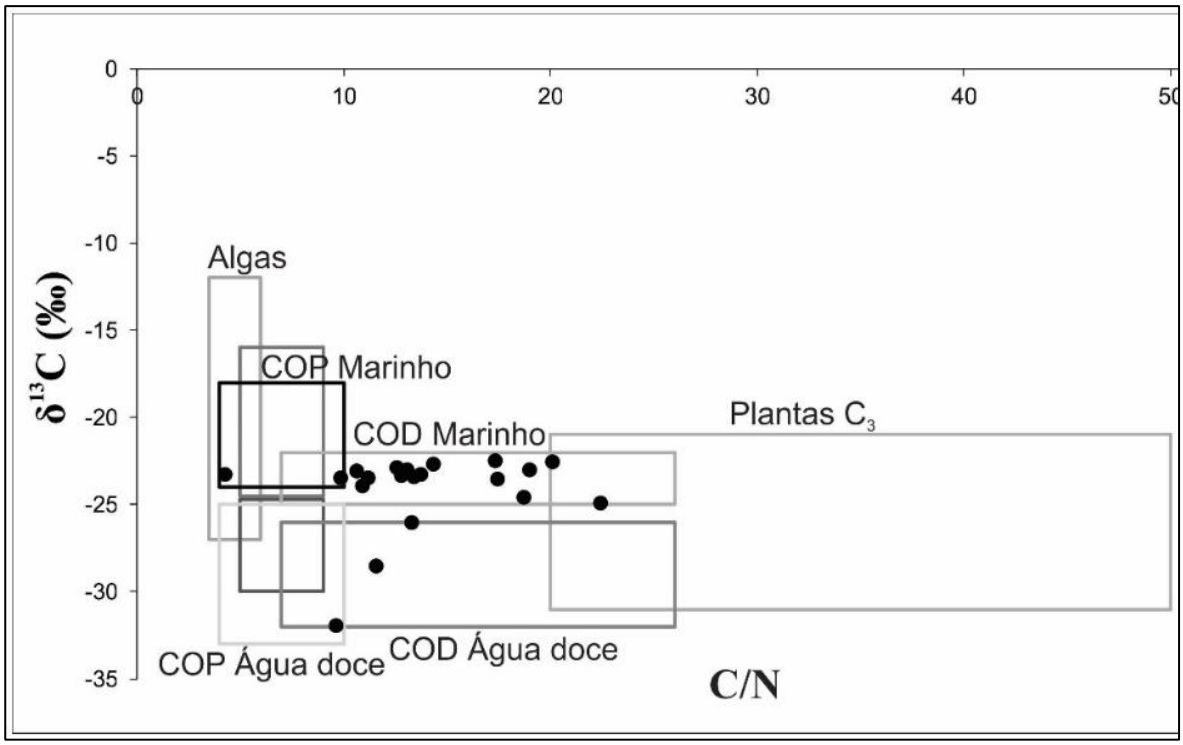
A razão isotópica $\delta^{15}N$ apresentou dados menos enriquecidos de 1,66‰Ar (105 cm) a dados mais enriquecidos de 8,8‰Ar (30 a 32 cm de profundidade). A média foi de 6,22 ‰Ar (Fig. 35).

Figura 35 - Estratigrafia, valores de carbono orgânico total (COT), nitrogênio total (NT), C/N, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ do testemunho T1



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Figura 36 - Gráfico δ¹³C x C/N do testemunho T1

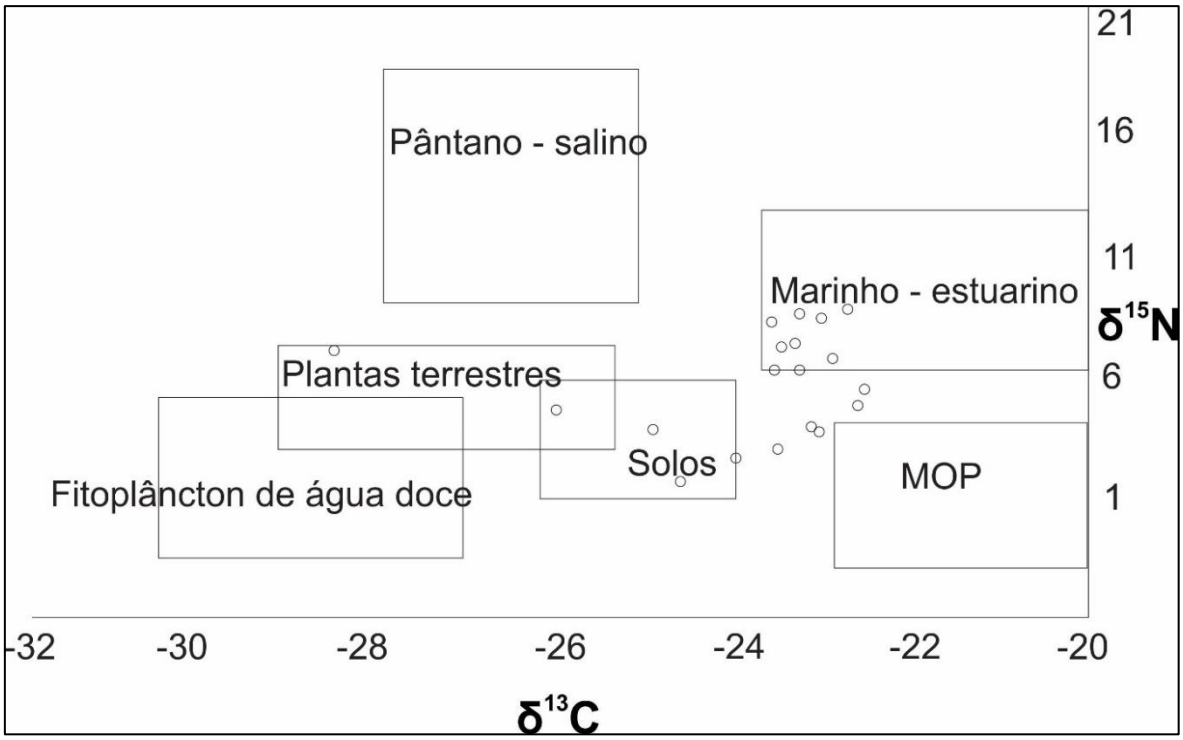


Fonte: Elaborado pelo autor (2017). Interpretação baseada em Meyers (1994).

O gráfico δ¹³C x C/N do testemunho T1 indica uma pequena predominância de amostras classificadas como de composição de carbono orgânico dissolvido marinho, seguido de amostras de carbono orgânico dissolvido de água doce, continuado por amostras de carbono orgânico particulado marinho, carbono orgânico particulado de água doce e algas (Fig. 36).

A Figura 37 apresenta o gráfico $\delta^{13}C$ x $\delta^{15}N$ do T1 apresenta a distribuição de amostras de MO majoritariamente de origem marinha e estuarina. Foi possível identificar alguns níveis relacionados a MO de origem continental com 5 níveis variando entre MO de solos e MO de plantas terrestres. Esses níveis de origem alóctone possuem relação com eventos de cheias do sistema fluvial do rio Capibaribe e Beberibe, aumentando, dessa forma a área de influência da pluma de sedimentos lamosos no baixo estuário, como observado por Martins et al. (2016); Oliveira et al. (2014), Xavier (2017) e Xavier et al. (2017).

Figura 37 – Gráfico $\delta^{13}C$ x $\delta^{15}N$ do T1



Fonte: Elaborado pelo autor (2017). Interpretação baseada em Cloern et al. (2002) e Ogrinc et al. (2005).

A mistura de material observada no testemunho T1 indica a influência das dragagens na ressuspensão de sedimentos na área portuária, evidenciando uma forte contribuição tecnogênica na área.

5.1.2 Testemunho T2

5.1.2.1 Datações ^{14}C /^{210}Pb e taxas de sedimentação

Os resultados das datações das amostras de sedimento são apresentados no quadro 4.

A amostra mais basal do testemunho T2 (126-128 cm) foi datada com ^{14}C em 1.040 anos cal AP ou 973 AD, e a média da idade calibrada para outra amostra foi de

~200 anos AD (66-68 cm), calculado por taxa de decaimento de ^{210}Pb atmosférico nos sedimentos.

A taxa de sedimentação no testemunho T2 a taxa de sedimentação variou de 0,07 a 0,33 cm.ano^{-1}.

Quadro 4 - Datações $^{14}C/^{210}Pb$ de amostras sedimentares do testemunho T2.

Amostra	**Código Laboratório**	**Datação ^{14}C**	**Taxa de sedimentação – Pb (últimos 200 anos)**	**Taxa de sedimentação entre base – limite Pb**
126-128	Beta-46078	± 1.040 anos Cal AP 973 AD	0,33cm.ano^{-1}	0,07cm.ano^{-1}

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

5.1.2.2 Caracterização Sedimentológica

O testemunho T2 pode ser subdividido em 6 fácies distintas, segundo a classificação de Larsonneur (1977): areia bioclástica média, lama terrígena, lama terrígena arenosa, marga, marga arenosa e marga calcárea arenosa (Fig. 38).

Segundo a classificação de fácies texturais de Shepard (1954), o testemunho T2 foi subdividido em 9 fácies sendo: areia, areia argilosa, areia síltico-argilosa, areia síltica, argila, argila síltica, silte arenoso, silte e silte argiloso.

O testemunho apresentou variação na composição de sedimentos, de uma base essencialmente arenosa de composição carbonática, variando para uma composição lamosa e terrígena para seu topo. Esse limite ocorre em 126cm de profundidade no testemunho T2 (1.040 AD).

Observou-se laminações e ondulações sobre uma superfície erosiva em 126cm até 117cm (1.140 anos cal AP). Foi possível observar algumas laminações plano-paralelas entre 113 e 110cm e 97 e 93cm. Em 75cm (1.700 AD) de profundidade observou-se um bioclasto isolado de 4cm de diâmetro dentro de um nível lamoso e alguns tubos e escavações de organismos em 70, 60 e 45cm de profundidade (1785 AD, 1837 AD e 1883 AD). Entre 25 e 14 cm de profundidade, notou-se laminações com granocrescência ascendente além de alguns fragmentos vegetais (Fig. 38).

Observou-se uma moderada correlação entre as areias e a seleção dos sedimentos (r = 0,56) e uma elevada correlação entre lamas e seleção (r = -0,71) (Tabela 2).

Tabela 2 - Correlações de Pearson realizadas com as amostras do testemunho T2

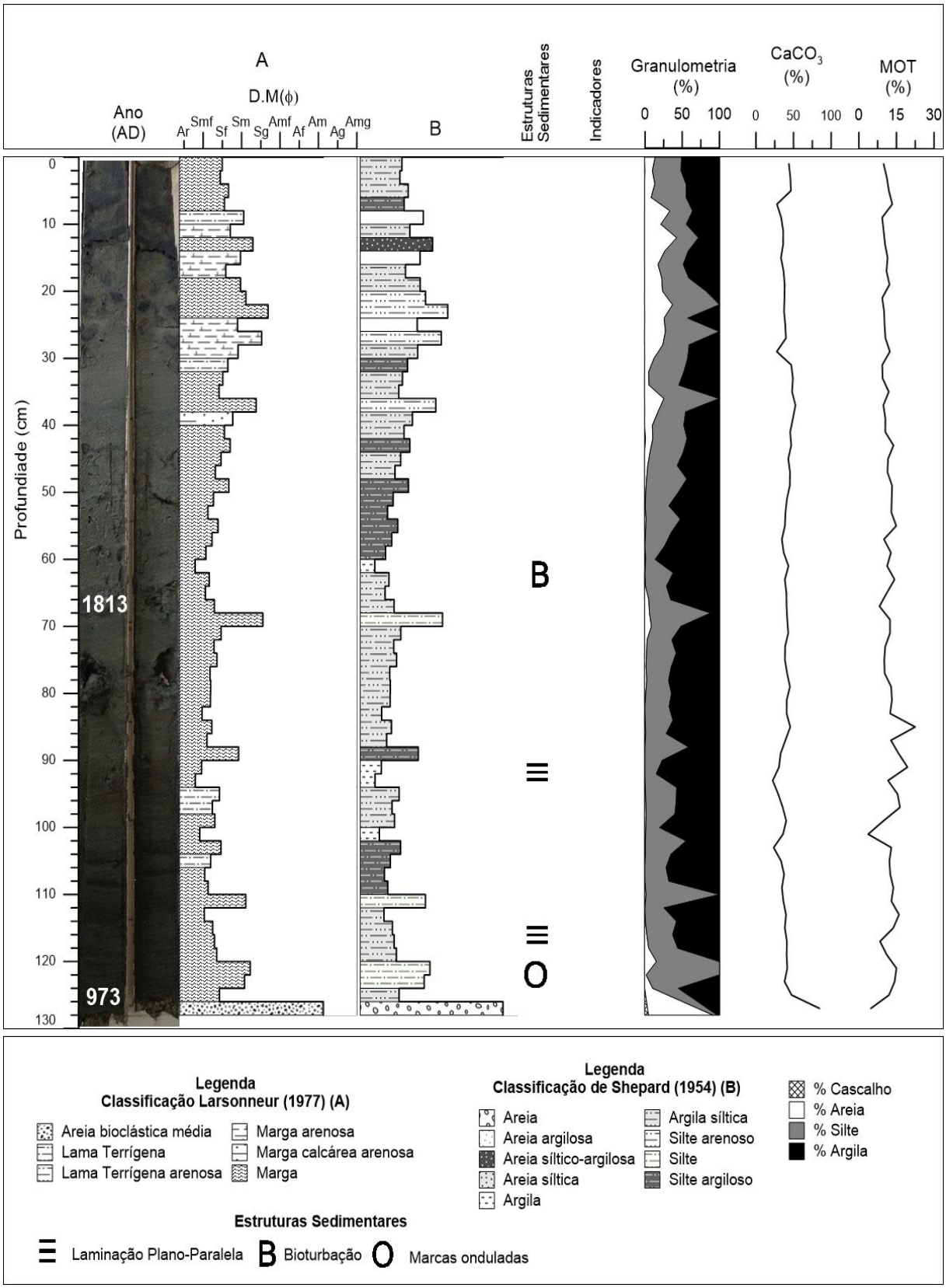
	%MOT	%$CaCO^3$	% Cascalho	% Areia	% Silte	% Argila	%Lamas
Prof.							
%MOT	1						
%$CaCO^3$	-0,31	1					
% Cascalho	-0,40	**0,59**	1				
% Areia	-0,47	0,39	**0,69**	1			
% Silte	0,22	-0,01	-0,20	-0,04	1		
% Argila	0,11	-0,25	-0,24	**-0,61**	**0,74**	1	
%Lamas	0,44	-0,36	**-0,51**	**-0,94**	0,08	**0,70**	1

Fonte: elaborado pelo autor (2017).

Próximo a base observou-se a predominância de areias bioclásticas variando para uma composição predominantemente lamosa e de margas a partir de 125cm de profundidade. Esse padrão se mantém até aproximadamente 38cm (ano de 1900 AD) quando as areias voltam a aparecer no sistema deposicional. Um pico arenoso foi observado em 68cm de profundidade (1813 AD).

Com relação aos processos costeiros, o T2 apresentou preservação de estruturas indicativas de ondas e correntes, como as superfícies erosivas e as ondulações observadas em sua base, características de ambiente de plataforma continental interna.

Figura 38 - Descrição e distribuição vertical de MOT e $CaCO_3$ do testemunho T2



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Estruturas maciças estão relacionadas aos sedimentos que foram depositados, sobretudo, por sedimentação rápida onde não houve tempo suficiente para o desenvolvimento de formas de leito (PETTIJOHN, 1975; SELLEY, 2000; SUGUIO, 1973; 1980)

Tais estruturas maciças são compostas de sedimentos finos e podem estar relacionadas à elevação de carga sedimentar de finos em suspensão transportados pelos rios que alimentam o sistema estuarino em questão. O aumento dessa carga em suspensão ocorre principalmente nos períodos de maior pluviosidade na bacia hidrográfica e também na fase de maré baixa, quando se formam as correntes de vazante de maré (MARTINS et al., 2016; SUGUIO, 2003).

As variações de gradação inversa para normal nos estratos próximos ao topo, indicam, no primeiro caso, aumento da velocidade do fluxo durante a sedimentação, podendo sugerir na porção inferior, depósitos de fluxo de massa de sedimento tais como depósitos de fluxos de detritos (SUGUIO. 2003).

O acamamento com gradação normal resulta de deposição a partir de fluxos que perdem competência. Logo, com a desaceleração, as partículas de granulometria maior são depositadas primeiro seguidas dos finos, constituindo um acamamento típico de depósitos de tempestade (PETTIJOHN, 1975; SELLEY, 2000).

As laminações observadas têm relação com a deposição dos sedimentos finos depositados por suspensão ou por correntes de baixa densidade, provocadas pelo elevado aporte de sedimentos finos do sistema estudado.

As correlações de Pearson entre $CaCO_3$ e cascalhos (r = 0,59) indicaram a dominância marinha nos processos deposicionais dos cascalhos (Tabela 2).

Correlações inversas entre o grau de seleção e as lamas indicam que o incremento de energia no ambiente deposicional irá suspender sedimentos pelíticos antes depositados, aumentando a carga de sedimentos em suspensão e diminuindo a seleção destes sedimentos, haja vista que irá ocorrer uma maior mistura de diferentes granulometrias, como também observado por Qiao et al. (2013) e Colby & Boardman (1989), em áreas portuárias.

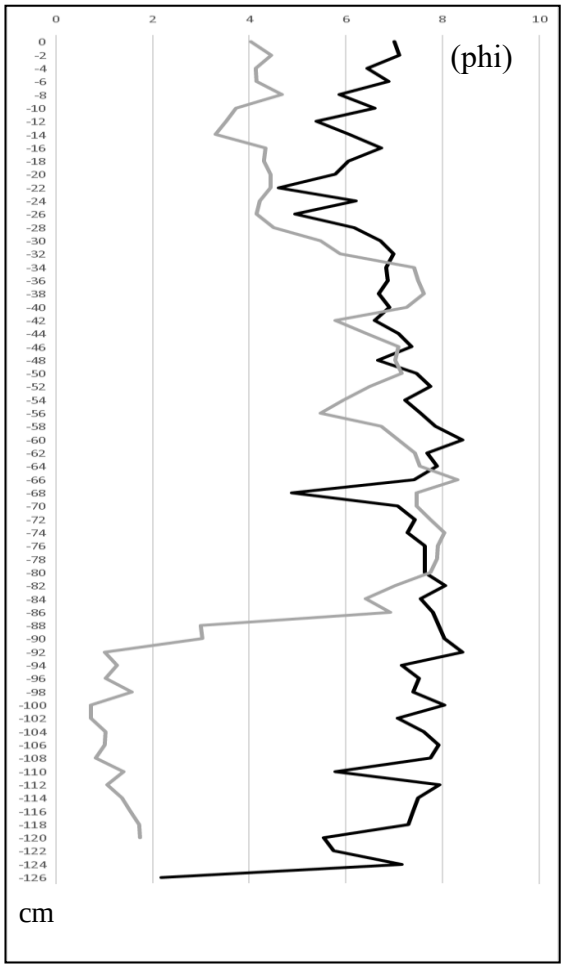
Observa-se uma diminuição no tamanho médio do grão ainda na base do testemunho T2, enquanto que o T1 mantém uma média entre areia grossa à areia

média até próximo os 92cm de profundidade, na qual o tamanho médio começa a diminuir até ficar muito próximo do valor observado no T2 na profundidade de 80cm.

Essas médias se mantiveram variando entre silte grosso à silte muito fino até a profundidade de 22cm quando os tamanhos médios dos grãos se diferenciam ficando os valores de T1 próximos a tamanho de areia muito fina enquanto que o tamanho médio do sedimento de T2 fica próximo do tamanho de silte fino (Fig. 39).

Essas variações verticais de granulometria se devem as diferenças entre taxas de sedimentação entres os testemunhos T1 e T2, as quais são influenciadas por suas localizações, grau de exposição e principalmente as atividades portuárias a que o T1 está exposto, como suspensão de finos devido às dragagens no canal principal do Porto do Recife.

Figura 39 - Distribuição vertical do tamanho médio do grão (em φ) em Phi dos testemunhos T1 (linha cinza) e T2 (linha preta)



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

5.1.2.3 Teores de Matéria Orgânica Total (%MOT) e Carbonato de cálcio (%$CaCO_3$)

O testemunho T2 apresentou teores máximos e mínimos de MOT de 22,5% e 3,5% (Fig. 38).

No T2 as correlações entre carbonatos foram altas com as frações cascalho (r = 0,59) e moderadas com areias (r = 0,39). As correlações da MOT com as areias (r = -0,47) e lamas (r = 0,44) foram moderadas, para o T2 (Tabela 2).

A matéria orgânica apresentou elevados índices (MOT > 20%) para depósitos de plataforma interna (T2).

Os menores teores de MOT (1%) estão associados à fácies carbonática basal, e também, na profundidade de 1 m, com composição de lama-siltosa. Entre em alguns níveis de profundidade foram observadas inversões de picos mínimos de MOT e máximo de $CaCO_3$, indicando uma maior influência marinha no processo deposicional. Alguns dados isotópicos indicam a origem de MO de fitoplâncton marinho, corroborando com esses picos inversos de mínimo de MOT e máximo de carbonatos de cálcio (Tabela 3).

Tabela 3 - Picos de valores mínimos de MOT e máximos de $CaCO_3$ X dados isotópicos de C e N

Prof.	C-total (%)	δ‰ ^{13}C	N-total (%)	δ‰ ^{15}N	C/N
0,8m	2,59	-22,58	0,26	13,40	11,85
0,20m	2,25	-23,73	0,18	17,05	14,31
0,33m	2,54	-23,50	0,20	5,85	14,94
0,56m	2,66	-22,38	0,19	4,56	14,23
0,66m	2,75	-22,20	0,222	7,00	12,38
0,82m	1,38	-22,079	0,17	-1,53	9,48
0,86m	2,49	-22,02	0,186	8,00	13,39
1m	1,32	-22,798	0,16	7,10	9,79
1,26m	2,29	-22,52	0,189	4,50	12,13

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Em outros níveis, como em 1,2m, 1,12m, 1,02m, 0,96m 0,90m, 0,62m, 0,54m 0,28m e 0,06m, observou-se aumento de teor de MOT coincidente com a diminuição do teor de carbonato de cálcio, indicando uma menor influência marinha e a crescente influência do aporte fluvial no sistema estudado. Os dados isotópicos indicam que em alguns níveis a MO é de origem de fitoplâncton de água-doce, corroborando com esses picos inversos de MOT e $CaCO_3$. Esses níveis possuem relação com eventos de cheias do sistema fluvial do rio Capibaribe e Beberibe, aumentando, dessa forma a área de influência da pluma de sedimentos lamosos no baixo estuário, como observado por Martins et al. (2016); Oliveira et al. (2014), Xavier (2017) e Xavier et al. (2017). Não foram identificados níveis com MO de origem de plantas vasculares. (Tabela 4).

Tabela 4 - Picos de valores máximos de MOT e mínimos de $CaCO_3$ X dados isotópicos de C e N

Prof.	C-total (%)	δ‰^{13}C	N-total (%)	δ‰ ^{15}N	C/N
0,06m	2,40	-22,45	0,24	11,56	11,65
0,28m	2,15	-24,14	0,15	17,30	16,59
0,54m	2,66	-22,38	0,187	4,56	14,23
0,62m	1,56	-23,92	0,20	4,68	9,00
0,90m	1,04	-27,39	0,14	7,57	8,55
0,96m	2,01	-22,47	0,17	8,75	12,14
1,02m	1,32	-22,79	0,16	7,10	9,80
1,12m	1,54	-23,83	0,16	4,64	10,79
1,20m	1,47	-34,06	0,17	3,99	10,28

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

As moderadas e baixas correlações entre os níveis de MOT e parâmetros granulométricos para o testemunho T2 ($-0,47 < r < 0,44$), indicam a forte influência dos processos dinâmicos da plataforma continental na sedimentação do material nessa área protegida, à oeste do quebra-mar do Banco Inglês, haja vista que a corrente costeira S/N tende a levar a pluma de lamas terrígenas ricas em MO em

direção ao norte do sistema estudado. Tal corrente também explica a concentração de areias bem selecionadas para o T2 (r = 0,56) (Tabela 2).

Os altos teores de MOT no setor inferior do estuário indicam a forte contribuição de sedimentos finos da pluma do sistema estuarino do rio Capibaribe, conforme também observado por Oliveira et al. (2014).

5.1.2.4 Análise elementar (C e N) e isotópica ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) da matéria orgânica sedimentar

Os conteúdos de Carbono orgânico total (COT) variaram de 0,65% (126 a 128 cm) a 2,87% (36 a 38 cm – ano de 1904), com uma média de 2,23%. Um pico de 2,85% foi observado próximo ao topo do testemunho entre 2 e 4 cm (ano de 2007).

As concentrações de NT variaram de 0,13% (20 a 22 cm de profundidade, ano de 1952) à 0,26% (06 a 08 cm de profundidade, ano de 1995) com a presença de outro pico de 0,25% de NT em 02 a 04cm de profundidade (ano de 2007). A média foi de 0,19% (Fig. 40).

Os teores de carbono orgânico total (COT) podem ser determinados geoquimicamente, através da verificação de quantidade de matéria orgânica que foi incorporada e preservada nos sedimentos, ou em rochas sedimentares (BORGES, 2012). Vale ressaltar que a determinação de COT é expressa em níveis de percentagens relativas, nos quais esse enriquecimento depende do abastecimento e preservação da matéria orgânica, somado ao abastecimento e preservação de materiais siliciclásticos e biogênicos (TYSON, 1995).

O histórico dos dados de carbono orgânico total encontrados no testemunho coletado na plataforma interna adjacente ao estuário do rio Capibaribe está de acordo com o que Kennish (1997) indica: “O aporte de carbono orgânico em áreas costeiras geralmente está relacionado com origens naturais (macroalgas bentônicas, biodepósitos e decomposição de plantas vasculares submersas). No entanto é evidente a influência antrópica nos depósitos da área portuária de Recife, segundo indicam os dados isotópicos.

Ainda segundo Kennish (1997), a variação na concentração de detritos orgânicos nesses sistemas pode apresentar valores de 0,1 a 1 mg.L^{-1} (0,1%) em águas costeiras e 0,5 a 5 mg.L^{-1} (0,5%) em estuários. Nesses últimos, sob influência de grandes rios, podemos encontrar registros de até 125 mg.L^{-1} (12,5%).

A razão isotópica $\delta^{13}C$ variou de valores mais enriquecidos de -17‰ PDB (70 a 72cm) até valores menos enriquecidos de -34‰ PDB (120 a 122cm de profundidade). A média foi de -22,9‰PDB.

A razão isotópica $\delta^{15}N$ variou de valores menos enriquecidos de -1,53‰Ar (80 a 82cm) até valores mais enriquecidos de 21,96 ‰Ar (20 a 22cm de profundidade, ano de 1952). O valor médio foi de 7‰ Ar.

O valor médio de COT encontrado (2,25%) para uma área costeira sob influência da pluma de sedimentos do setor inferior do estuário, indica que esse pode estar sofrendo influências de descarga de esgotos domésticos e efluentes industriais.

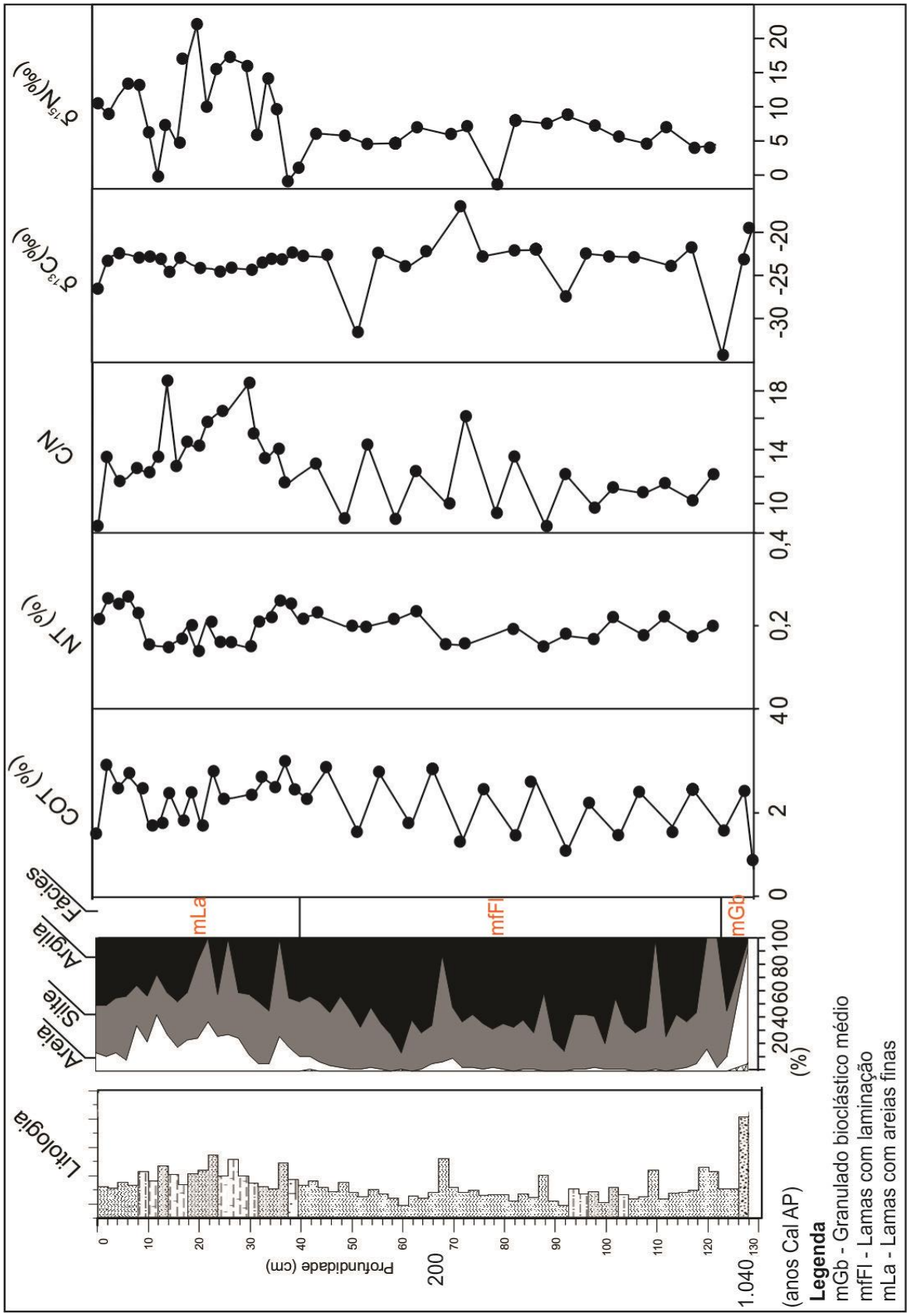
Os dados apresentaram padrão condizente com a afirmação de Trask (1939, apud TYSON, 1995), que afirma que os conteúdos orgânicos de sedimentos das margens continentais aumentam quando os grãos constituintes tornam-se mais finos.

Os dados das razões C/N variaram de 8,28 (Topo do testemunho, ano de 2013) até 18,5 entre 14 e 16cm de profundidade (ano de 1971). A média foi de 12,3.

Os dados da razão C/N indicaram uma mistura de matéria orgânica de origens autóctone e alóctone, terrestre e aquática, indicando como importante a contribuição de matéria orgânica de origem vegetal terrestre nos sedimentos transportados do estuário do rio Capibaribe para plataforma continental interna adjacente ao sistema estuarino.

Alves (2016) e Barcellos et al. (2016), verificaram dados semelhantes em sedimentos atuais próximos à desembocadura do estuário do rio Goiana, costa norte de Pernambuco.

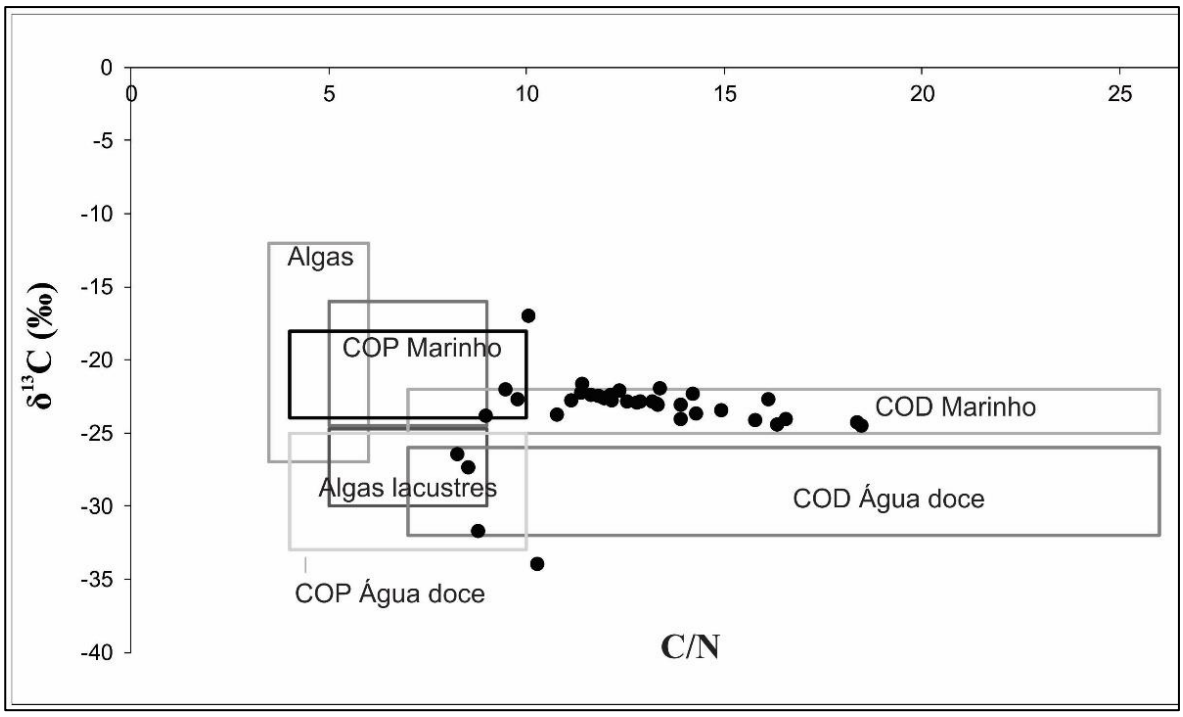
Figura 40 - Idades ^{210}Pb, estratigrafia, valores de carbono orgânico total (COT), nitrogênio total (NT), C/N, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ do testemunho T2



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

O gráfico $\delta^{13}C$ x C/N do testemunho T2 indica, também, predominância de amostras classificadas como de composição de carbono orgânico dissolvido marinho, seguido de amostras de carbono orgânico particulado marinho e de amostras de carbono orgânico dissolvido e particulado de água doce, assim como algas lacustres (Fig. 41).

Figura 41 - Gráfico $\delta^{13}C$ x C/N do testemunho T2

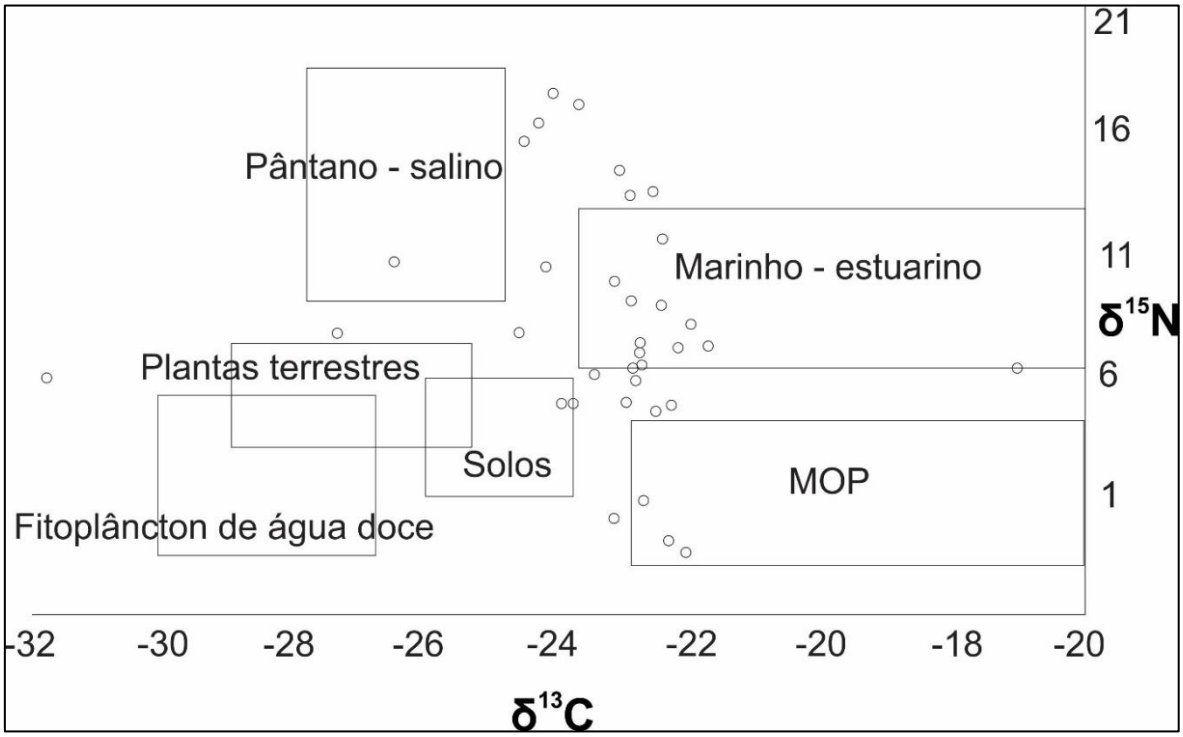


Fonte: Elaborado pelo autor (2017). Interpretação baseada em Meyers (1994).

A figura 42 apresenta a distribuição $\delta^{13}C$ x $\delta^{15}N$ no testemunho T2, denotando uma ampla distribuição de origens de matéria orgânica de distintos ambientes sedimentares. A maior influência é de matéria orgânica de origem marinha e estuarina e matéria orgânica particulada, haja vista tratar-se de um ambiente de plataforma continental.

Segundo esse gráfico, foi possível notar a influência de matéria orgânica de origem continental em alguns níveis que devem estar relacionados a eventos de intensificação pluviométrica na bacia hidrográfica dos rios Capibaribe, Beberibe e bacia do Pina. A matéria orgânica de origem continental foi classificada nos grupos pântano-salino, plantas terrestres, solos e plâncton de água doce.

Figura 42 - Gráfico $\delta^{13}C$ x $\delta^{15}N$ do T2



Fonte: Elaborado pelo autor (2017). Interpretação baseada em Cloern et al. (2002) e Ogrinc et al. (2005).

Com relação aos teores de NT, tem-se que, segundo Romankevich (1984), esse parâmetro apresenta comportamento similar aos de conteúdos de carbono orgânico e à medida que se aproximam de áreas costeiras (principalmente, zonas de ressurgências), tais concentrações se elevam.

Alves (2016) e Barcellos et al. (2016), relacionaram, para níveis em sedimentos superficiais do estuário do rio Goiana (setor norte da costa de Pernambuco), os maiores teores de NT com a maior produção primária existente na área, uma vez que a mesma recebe um maior aporte fluvial.

A média elevada de NT (0,20%), se assemelha ao que foi encontrado por Barcellos et al. (2009) em testemunhos sedimentares no sistema estuarino-lagunar de Cananéia, que em análise conjunta com parâmetros de COT máximo de 3,44%, indicou como importante a influência terrígena para seu sistema deposicional.

As profundidades de maiores teores de NT e que refletem uma influência superior dos fluxos de plumas estuarinas de origem continental, presentes a partir de

1900 (40cm de profundidade), estão entre 42 e 34cm e na porção mais ao topo, entre -10 e 0 cm.

A porção do testemunho entre 34 e 10cm apresentou uma média de NT de 0,15%, denotando um período de menor influência de matéria orgânica de origem continental.

Oliveira (2014) observou valores mais elevados de NT (0,10% a 0,50%) em sedimentos superficiais, próximos ao canal de saída do sistema estuarino do rio Capibaribe, corroborando os teores encontrados na presente pesquisa.

Os resultados da razão isotópica $\delta^{13}C$ indicaram que de 1892 AD ao atual ocorre uma predominância de carbono de origem C_3, sendo considerado um ambiente de influência mista (média de -22‰PDB).

Segundo Bouillon et al. (2002) teores de $\delta^{13}C$ em ambientes transicionais costeiros variam entre -27,0 a -20,0‰, sendo esses indicativos de matéria orgânica de origem continental e marinha, respectivamente. E de acordo com Barcellos (2005) teores de $\delta^{13}C$ em ambientes estuarinos, normalmente, variam entre -25,0 e -22,0‰. Os valores de $\delta^{13}C$ do T2 estiveram dentro dessa distribuição de MO estuarina com tendência para uma origem de matéria orgânica marinha.

Barcellos et al., (2016) indicaram que o sistema estuarino atual do rio Goiana pode ser classificado em quatro tipos possíveis de fontes de matéria orgânica, a partir dos teores de $\delta^{13}C$ como:

- Matéria orgânica de origem continental (MOC) ($\delta^{13}C$ -26,5 a -25,0‰ PDB);

- Matéria orgânica de origem mista tendendo à continental (MOMC) ($\delta^{13}C$ -25 a -23,5‰ PDB);

- Matéria orgânica de origem mista tendendo à marinha (MOMM) ($\delta^{13}C$ -23,5 a -22,0‰ PDB);

- Matéria orgânica de origem predominantemente marinha (MOM) (-22,0 a -21,0‰ PDB).

A partir da classificação apresentada acima, os dados analisados na desembocadura do sistema estuarino do rio Capibaribe, podem ser diferenciados entre os de composição de matéria orgânica de origem mista tendendo à continental

(MOMC) ($\delta^{13}C$ -25 a -23,5‰ PDB) e os de matéria orgânica de origem mista tendendo à marinha (MOMM) ($\delta^{13}C$ -23,5 a -22,0‰PDB); e Matéria orgânica de origem predominantemente marinha (MOM) (-22,0 a -21,0‰ PDB).

Oliveira et al. (2014), também estudando sedimentos atuais do complexo estuarino do rio Capibaribe, identificaram conteúdos de razão isotópica $\delta^{13}C$ variando entre os intervalos de -26,20 a -21,62‰ PDB.

Com relação aos dados isotópicos $\delta^{15}N$, verificou-se valores médios elevados (média de 7‰ Ar), se comparados aos encontrados em sedimentos atuais do estuário do rio Capibaribe por Oliveira (2014), em sedimentos recentes do sistema estuarino-lagunar Cananéia – SP por Barcellos (2005), e também em sedimentos atuais do estuário do rio Goiana por Alves (2016).

No geral, os dados isotópicos $\delta^{15}N$ indicaram fontes de MO de origem de plantas terrestres do tipo C_3, assim como de algas e plâncton marinhos, em alguns níveis.

Segundo a classificação de Aravena et al. (1993), os valores baixos/positivos e os valores negativos dos dados isotópicos $\delta^{15}N$, indicam níveis poluídos com a presença de fertilizantes oriundos de sistemas de plantações. Ainda segundo Aravena et al. (1993), os níveis elevados dos dados isotópicos $\delta^{15}N$, próximos a 20‰Ar, indicam a presença de níveis muito poluídos e contaminados com a presença de dejetos de animais e humanos.

5.1.2.5 Fácies sedimentares do testemunho T2

Foram identificadas 3 fácies deposicionais segundo a análise de multi-parâmetros baseados em Tucker (2014). Tais fácies denotam um sistema progradante nos últimos 1.040 anos cal A.P, assim como indicado para a costa da Paraíba nos últimos 2.000 anos AP por Alves & Rossetti (2017).

5.1.2.5.1 Fácies mFb (Granulado bioclástico médio):

É composta de sedimentos arenosos de composição carbonática (antes do ano 973 AD) e está associada aos sedimentos carbonáticos de plataforma, amplamente encontrados no Nordeste Brasileiro, sendo composta principalmente por granulados carbonáticos oriundos de algas verdes calcificadas, representadas pelo gênero Halimeda e também do gênero Lithothamnium. As médias de COT, $\delta^{13}C$, NT, $\delta^{15}N$ e C/N foram, respectivamente de: 1,47%, -20,9‰PDB, 0,19%, 4,5‰Ar e 12,1.

5.1.2.5.2 Fácies mfFl (Lamas com laminação):

É caracterizada por sedimentos pelíticos de origem terrígena (entre os anos de 973 e 1892) e está associada ao incremento de finos dentro do sistema devido a supressão de áreas naturais de Mata Atlântica para plantações de monoculturas como do algodão e da cana-de-açúcar na área da bacia hidrográfica do rio Capibaribe a partir do século 17. Assim como o desenvolvimento do núcleo populacional da cidade do Recife, conforme observado por Barcellos et al. (2017), em testemunho do médio estuário do rio Capibaribe. As médias de COT, $\delta^{13}C$, NT, $\delta^{15}N$ e C/N foram, respectivamente de: 2,07%, -22,75‰PDB, 0,19%, 5,9‰Ar e 11,28.

5.1.2.5.3 Fácies mLa (Lamas com areias finas)

É de composição terrígena e areno-lamosa (de 1892 AD ao atual). As médias de COT, $\delta^{13}C$, NT, $\delta^{15}N$ e C/N foram, respectivamente de: 2,25%, -23,14‰PDB, 0,20%, 10,5‰Ar e 13,35.

Esta fácies foi associada as modificações físicas no complexo portuário do Porto do Recife a partir de 1909, a qual estabeleceu um novo padrão de circulação e deposição de sedimentos a partir da construção de estruturas de engenharia costeira na área (CUNHA, 2004). Tais estruturas influenciaram na deposição de sedimentos arenosos terrígenos e a consequente diminuição de aporte desse material em direção à costa norte de Pernambuco, intensificando processos de erosão costeira do litoral do município de Olinda.

Xavier (2017) e Xavier et al. (2016) indicam que processos de urbanização na cidade de Recife influenciaram os depósitos sedimentares na bacia do Pina. Essas modificações urbanas ocorreram desde a chegada dos holandeses na cidade do

Recife. Aterramentos de áreas alagadas para a expansão urbana, construção de vias, abertura e dragagem de canais além das obras de melhoria do porto do Recife foram as principais intervenções antrópicas para melhoria do espaço urbano. (BORBOREMA et al., 2011; PONTUAL, 2001; VASCONCELOS; SÁ, 2011). Essas obras modificaram a linha de costa da cidade do Recife e com isso, possivelmente, o padrão de sedimentação para o estuário.

Barcellos et al. (2017), estudando a sedimentação histórica do médio e setor inferior do estuário do rio Capibaribe, indicaram que as modificações físicas produzidas no entorno do estuário incitaram mudanças nos padrões deposicionais, com o incremento de sedimentos arenosos a partir de 1856 (70cm profundidade). Os autores relacionam tais modificações como a construção do Dique do Nogueira (1849) na Bacia do Pina, intensificação da urbanização, assim como a expansão urbana e a monocultura açucareira que incrementou o desmatamento da Mata Atlântica para a produção de açúcar e algodão.

Segundo Silva (2008), alguns dos impactos identificados em seu estudo e que estão diretamente relacionados às intervenções ocorridas no bairro do Recife antigo e na área portuária, foram a intensificação de processos naturais como a vulnerabilidade intrínseca do istmo de Olinda (com evidencias históricas de rupturas por ressacas), além dos processos antrópicos.

Os principais impactos antrópicos indicados por Silva (2008), seriam os aterros progressivos de manguezais, iniciados provavelmente já no século XVI, e indicados como as intervenções precursoras dos problemas costeiros da área estudada. Os aterros efetuados na década de 1940 intensificaram, os quais modificaram as condições hidrodinâmicas na praia do istmo, aumentando os problemas erosivos na costa.

5.2 SISTEMA ESTUARINO DO RIO FORMOSO

5.2.1 Testemunho T3

5.2.1.1 Caracterização Sedimentológica

O testemunho T3 apresentou, de forma geral, uma composição de granulação maior que os do T4 e T5. Esse localiza-se à margem esquerda na saída do sistema estuarino, ao sul do Píer de Mariassú (Município de Sirinhaém) e está mais próximo da atual faixa arenosa da planície costeira se comparado aos outros testemunhos (Fig. 28).

Esse pode ser subdividido em 3 fácies distintas, segundo a classificação de Larsonneur (1977): areia litoclástica média, areia litoclástica fina à muito fina e lama terrígena arenosa (Fig. 43).

Segundo a classificação de fácies texturais de Shepard (1954), o testemunho T3 foi subdividido em 2 fácies sendo: areia e areia argilosa.

Esse testemunho foi coletado na margem esquerda do sistema, no setor inferior do estuário, na outra margem de desembocadura do rio Ariquindá. Esse apresentou composição predominante arenosa de granulação areia média. No testemunho T3 observou-se estratificações cruzadas planares com níveis de minerais pesados. O testemunho foi coletado em área rasa, próximo à margem esquerda, porém sob influência da dinâmica dos canais do sistema, segundo o mapa batimétrico de Silva (2008) (Fig. 44).

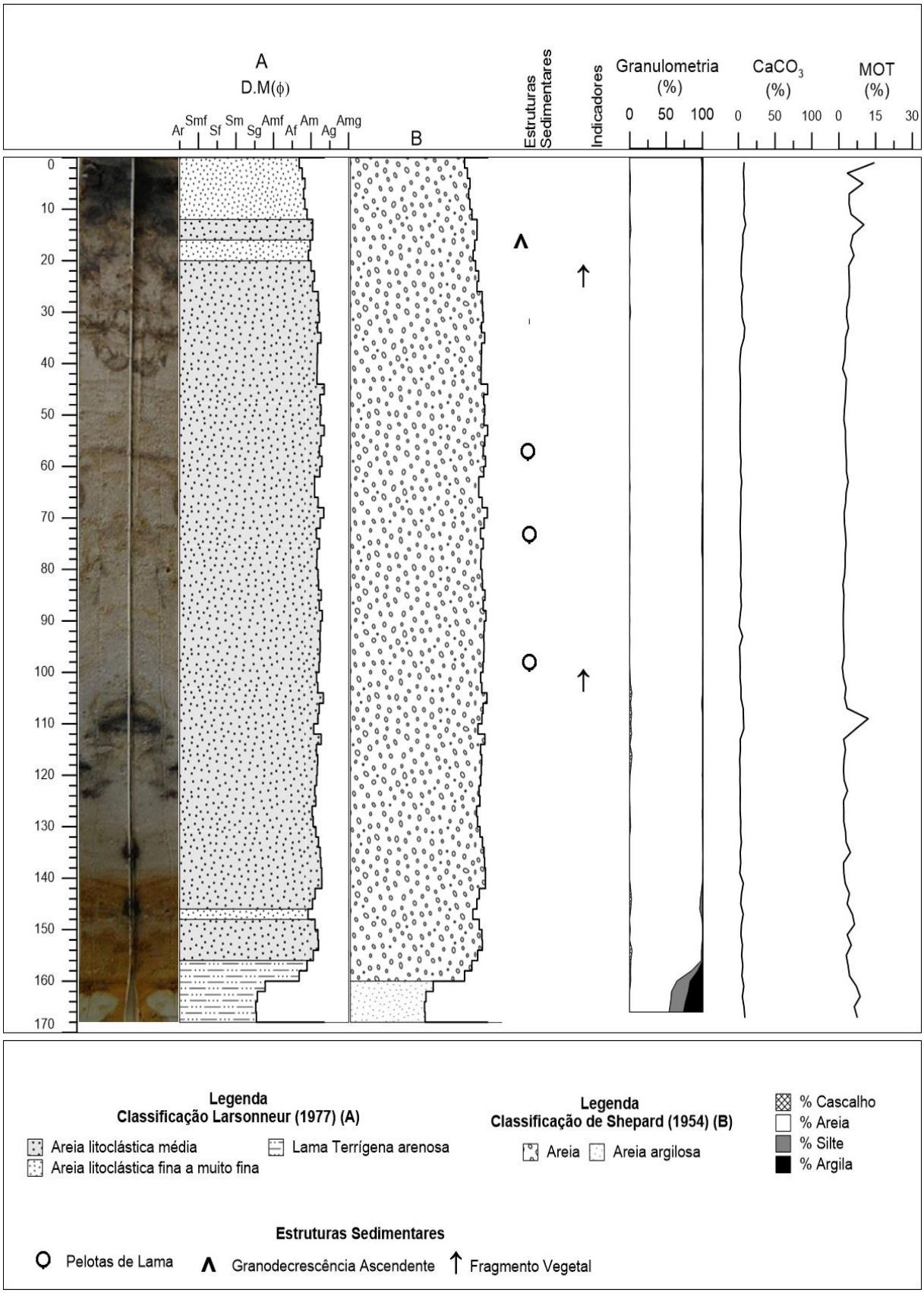
Sua base apresentou cerca de 8cm de sedimentos siltosos grossos de coloração amarelada, sotopostos por areia finas seguidos de areia média maciça.

A partir de 150cm até em torno de 20cm de profundidade, os sedimentos foram descritos como um espesso pacote de areia média maciça, rico em micas (muscovitas) e alguns níveis com pelotas de lamas (112, 114, 117, 129, 131, 134, 146, 148, 153cm de profundidade) (Fig. 43).

No topo do testemunho T3 ocorre uma camada de areia fina maciça em torno de 10 a 14cm de espessura, apresentando algumas carapaças de moluscos (Fig. 43).

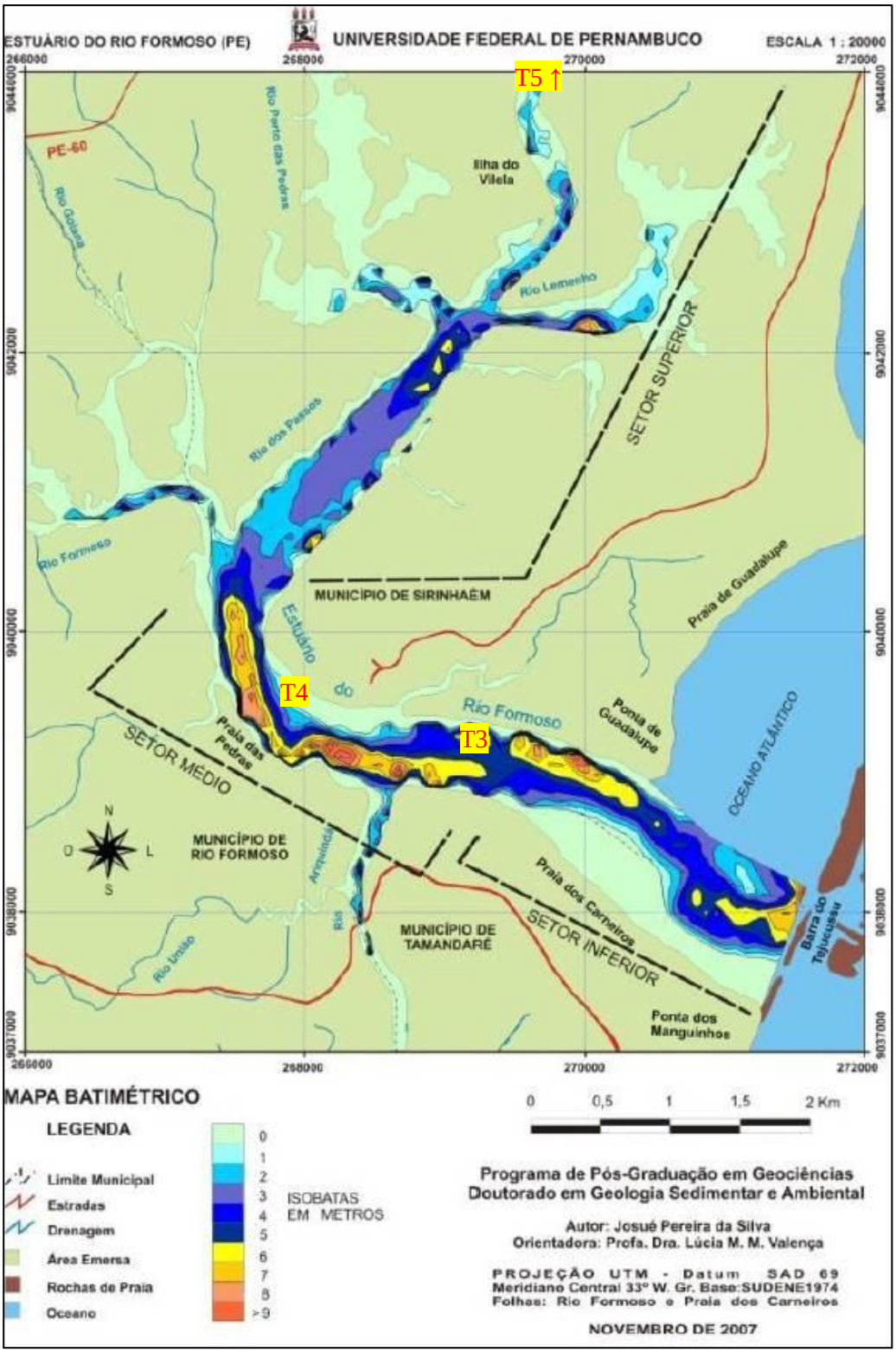
Sedimentos um pouco mais grossos (fácies areia cascalhosa, areia, areia lamosa e lama arenosa) são observados nos setores médio e inferior do estuário, condizentes com as condições de energia mais alta, em função da maior profundidade, em relação ao setor superior (SETUR, 2011).

Figura 43 - Descrição e distribuição vertical de MOT e $CaCO_3$ do testemunho T3



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Figura 44 - Mapa Batimétrico do estuário do rio Formoso



Fonte: Modificado de Silva (2008), com inserção dos pontos de coleta dos testemunhos T3, T4 e T5.

Arruda (2010), encontrou valores de taxa de sedimentação de 0,42 cm.ano^{-1} próximo ao Píer de Mariassú. A taxa de sedimentação próximo ao T3 é elevada, devido as distintas fontes de areias nas proximidades do ponto estudado (rios Ariquindá e Mariassú drenando a planície costeira arenosa adjacente, assim como as correntes estuarinas que retrabalham as areias dentro do próprio sistema).

5.2.1.2 Teores de Matéria Orgânica Total (%MOT) e Carbonato de cálcio (%$CaCO_3$)

Observou-se uma forte relação positiva entre MOT e $CaCO_3$ ($r > 0,73$; $p(\alpha) < 0.0001$, $n = 83$), (Tabela 5). A MOT do T3 apresentou média menor que 5% sendo que o maior valor encontrado foi no topo do testemunho, onde alcançou 14%. (Fig. 43).

Os teores de carbonatos não alcançaram mais que 10% (12cm de profundidade) no testemunho T3. (Fig. 43).

Tabela 5 - Correlações de Pearson realizadas com as amostras do testemunho T3

T3	%MOT	%$CaCO_3$	% Cascalho	% Areia	% Silte	% Argila	%Lamas
%MOT	1						
%$CaCO_3$	**0,73**	1					
% Cascalho	0,22	0,22	1				
% Areia	-0,52	-0,47	-0,27	1			
% Silte	0,44	0,39	0,00	**-0,95**	1		
% Argila	0,38	0,36	-0,06	**-0,92**	**0,98**	1	
%Lamas	0,41	0,38	-0,03	**-0,94**	**0,99**	**1,00**	1

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

5.2.2 Testemunho T4

5.2.2.1 Datações ^{14}C e taxas de sedimentação

Os resultados das datações das amostras de sedimento são apresentados no quadro 5. A amostra mais basal do testemunho T4 (148-150cm) foi datada em ~2.383.4 anos cal AP e outro nível foi datado em ~604 anos cal AP (100 – 102cm).

A taxa de sedimentação no testemunho T4 variou de 0,03cm.ano^{-1} a 0,17cm.ano^{-1}. Arruda (2010), encontrou valores de 0,3cm.ano^{-1} ao norte do ponto estudado.

Quadro 5 - Datações ^{14}C de amostras sedimentares do testemunho T4.

Amostra	Código do Laboratório	Datação ^{14}C	Taxa de sedimentação
100-102	Beta - 460790	± 604 Cal AP	0,17 cm.ano^{-1}
148-150	UGAMS#27347	± 2.383 Cal AP	0,03 cm.ano^{-1}

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

5.2.2.2 Caracterização Sedimentológica

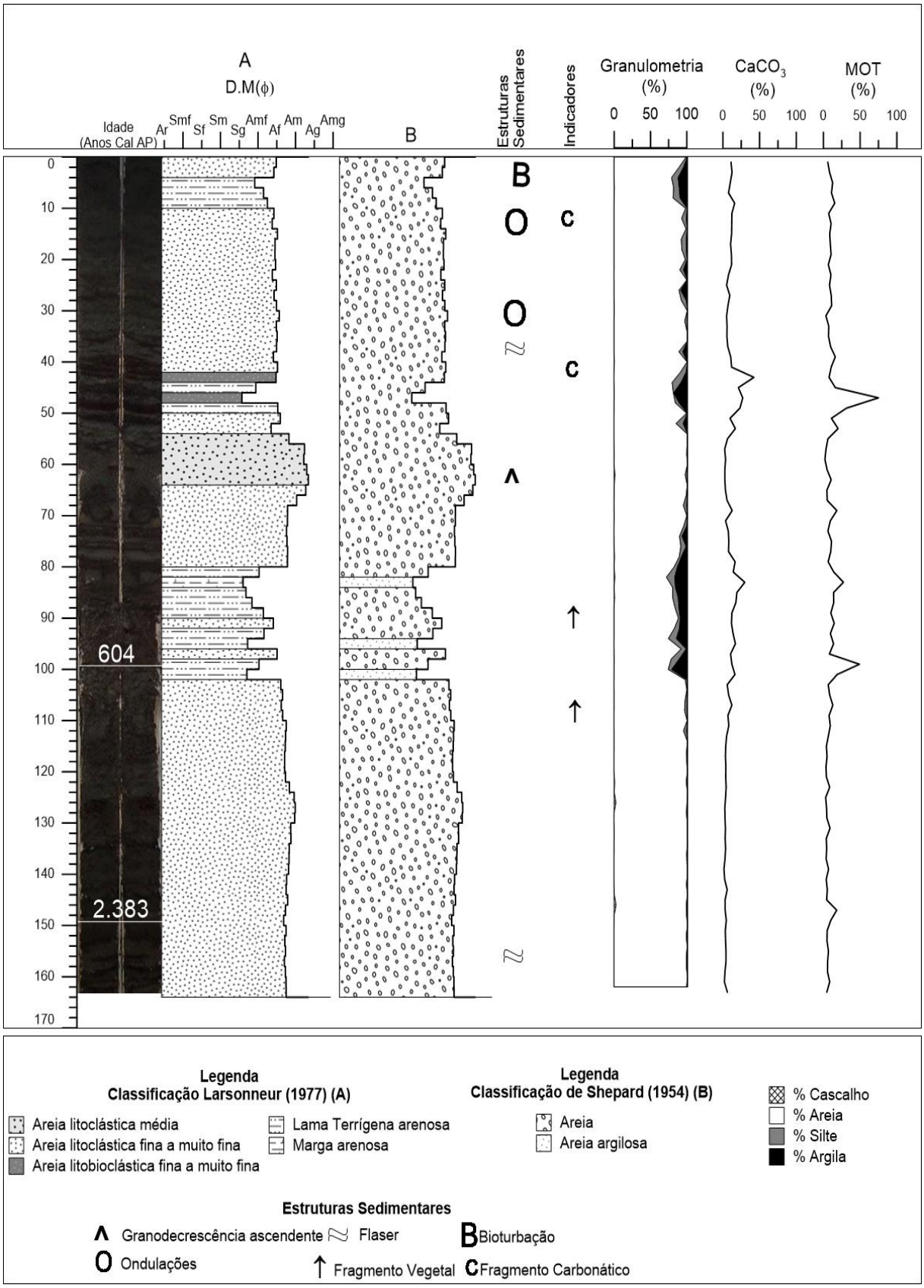
No testemunho T4 foram identificadas 5 fácies distintas, segundo a classificação de Larsonneur (1977): areia litoclástica média, areia litoclástica fina à muito fina, areia litobioclástica fina à muito fina, lama terrígena arenosa e marga arenosa (Fig. 45).

Esse foi subdividido em 4 fácies, segundo a classificação de fácies texturais de Shepard (1954) sendo: areia e areia argilosa, argila síltica e argila (Fig. 45).

Esse apresentou uma espessa camada de areia fina entre 162 e 100cm, com a presença de algumas estruturas tipo *flaser* em 158, 156 e 153cm de profundidade.

Entre 140 e 120cm foram observados alguns fragmentos vegetais. Entre as profundidades de 100 e 78cm, ocorreram variações entre níveis de silte grosso, areia muito fina e areia fina com algumas lentes arenosas em 85cm de profundidade, sendo sotopostos por duas camadas de 10cm cada (Fig. 45).

Figura 45 - Descrição e distribuição vertical de MOT e $CaCO_3$ do testemunho T4



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

A primeira camada apresentou tamanho de areia fina e a camada superior, apresentou o tamanho de areia média com algumas estruturas do tipo acamamento ondulado em 3cm de profundidade.

Fragmentos vegetais foram observados em praticamente todo o testemunho. As principais estruturas observadas no T4, foram as do tipo *flaser* nas profundidades 158, 156, 153, 101, 35, 27, 23, 19 e 16cm. Fragmentos carbonáticos foram observados em 80 e 42cm de profundidade, o que equivale a 481 e 247 anos cal AP (Fig. 45).

5.2.2.3 Teores de Matéria Orgânica Total (%MOT) e Carbonato de cálcio (%$CaCO_3$)

Esse testemunho apresentou elevado percentual de sedimentos arenosos de granulação fina a muito fina, com conteúdo de siltes e argilas associados à elevados teores de matéria orgânica total.

Notou-se forte correlação positiva entre MOT e $CaCO_3$ ($r = 0,72$; $p(\alpha) < 0.0001$, $n = 82$), (Tabelas 6)

O testemunho T4 apresentou níveis ricos em MOT alcançando valores próximos a 75% em 50cm de profundidade (Fig. 45).

Outros picos de MOT se encontram em 40 cm de profundidade (16%), 70cm (18%), 84cm (27%), 100cm de profundidade (50%) e 148 cm de profundidade (18%). Os mais altos níveis de carbonatos foram de 42% (44cm de profundidade), 23% (50cm), 17% (54cm), 16% (80cm), 29,8% (84cm) (Fig. 45).

Os elevados níveis de MOT estão fortemente associados ao material lamoso ($r > 0,72$), assim como os carbonatos estão associados às lamas ($r = 0,74$) (Tabela 6)

Os níveis sedimentares ricos em MOT estão relacionadas às camadas de depósitos de turfas, com níveis de MOT entre 75 e 80% (em 100 e 50cm de profundidade).

Tabela 6 - Correlações de Pearson realizadas com as amostras do testemunho T4

T4	%MOT	%$CaCO_3$	% Cascalho	% Areia	% Silte	% Argila	%Lamas
%MOT	1						
%$CaCO_3$	**0,72**	1					
% Cascalho	0,10	0,03	1				
% Areia	**-0,74**	-0,78	-0,08	1			
% Silte	0,59	**0,68**	-0,03	**-0,86**	1		
% Argila	**0,70**	**0,67**	0,02	**-0,90**	**0,62**	1	
%Lamas	**0,72**	**0,74**	0,00	**-0,97**	**0,84**	**0,95**	1

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

5.2.2.4 Análise elementar (C e N) e isotópica ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) da matéria orgânica sedimentar

Os conteúdos de Carbono orgânico total (COT) variaram de 0,16% (161cm) a 3,07% (85cm), no testemunho T4. A média calculada foi de 0,86 (Fig. 46).

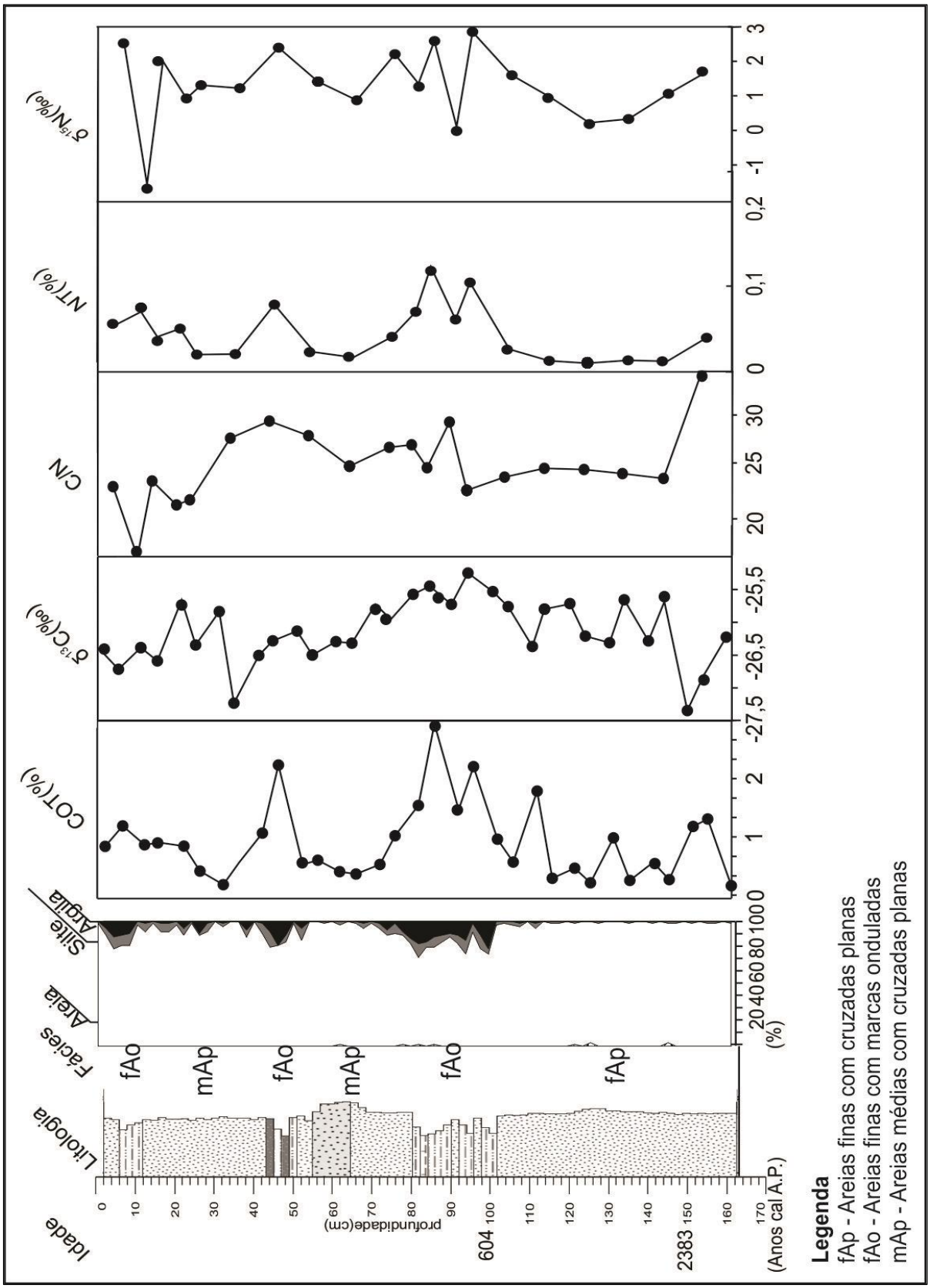
Os dados da razão C/N alcançaram média de 24,5 e indicaram influência de matéria orgânica de origem continental, com importante contribuição de matéria orgânica de origem vegetal terrestre nos sedimentos (Fig. 47)

A razão isotópica $\delta^{13}C$ variou de valores menos enriquecidos de -27,3‰ PDB (150 a 152 cm de profundidade) até valores mais enriquecidos de -25,25‰ PDB (95 cm). A média foi de -26,22 ‰ PDB.

A razão isotópica $\delta^{15}N$ variou de 2,63‰ Ar (5cm de profundidade) até -1,6‰ Ar (10 a 12cm). A média foi de 1,33 ‰ Ar.

Segundo Bouillon et al. (2002) teores de $\delta^{13}C$ em ambientes transicionais costeiros variam entre -27,0 a -20,0‰ PBD, sendo esses indicativos de matéria orgânica de origem continental e marinha, respectivamente. E de acordo com Barcellos (2005) teores de $\delta^{13}C$ em ambientes estuarinos, normalmente, variam entre -25,0 e -22,0‰PBD. Então pode-se indicar que o setor médio do estuário recebeu algumas incursões marinhas nos últimos 2.300 anos AP, porém a influência da carga de matéria orgânica sedimentar é de predominância continental (Fig. 46).

Figura 46 - Idades ^{14}C, estratigrafia, valores de carbono orgânico total (COT) e $\delta^{13}C$ C/N, NT e $\delta^{15}N$ testemunho T4

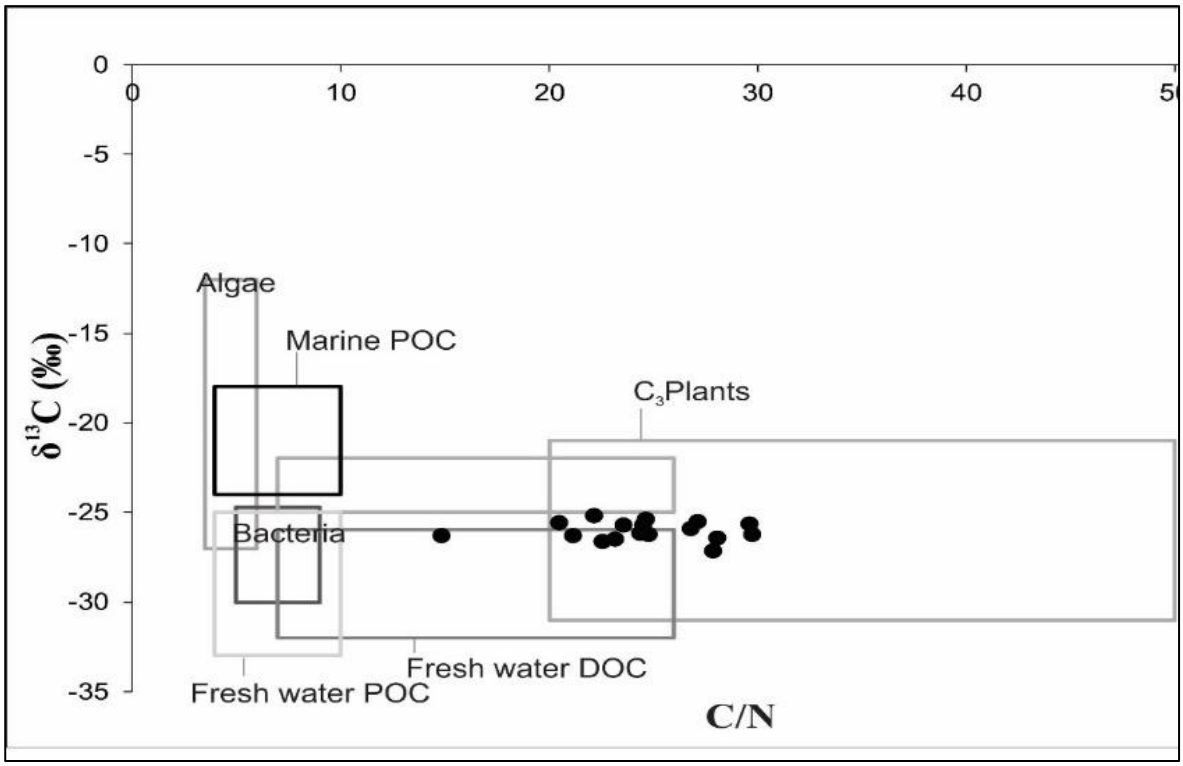


Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

O gráfico $\delta^{13}C$ x C/N do testemunho T4 indica predominância de amostras classificadas como de composição de plantas C_3, seguido de amostras de carbono orgânico dissolvido de água doce (Fig. 47).

O testemunho T4, apresenta uma estabilidade vegetal, de acordo com o ciclo fotossintético da vegetação, com aumento da deposição lamosa entre 110 e 0cm de profundidade, possivelmente resultado da estabilização do nível do mar, e respectivo desenvolvimento do manguezal como também observado por Suguio et al. (2013) (Fig. 47).

Figura 47 - Gráfico $\delta^{13}C$ x C/N do testemunho T4

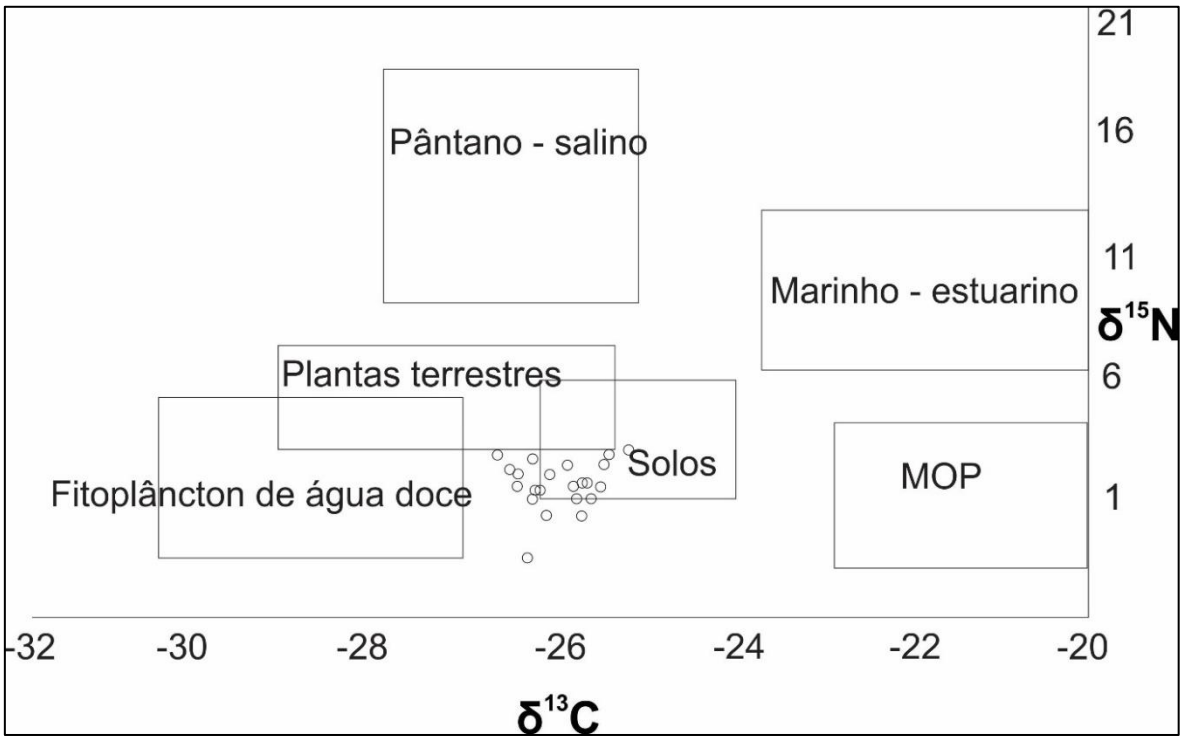


Fonte: Elaborado pelo autor (2017). Interpretação baseada em Meyers (1994).

A figura 48 apresenta a distribuição de origens de matéria orgânica e sua relação com as possíveis fontes de matéria orgânica. Foi possível observar a forte influência mista e continental no médio estuário do rio Formoso com as principais fontes de MO de solos, plantas terrestres e fitoplâncton de água doce. As fontes estuarinas deste gráfico ficaram mascaradas devido à ausência de alguns dados de

$\delta^{15}N$ em alguns níveis. A forte influência de matéria orgânica de origem mista e continental também foi identificada por Santos (2016) e Santos & Barcellos (2017).

Figura 48 - Gráfico $\delta^{13}C$ x $\delta^{15}N$ do T4



Fonte: Elaborado pelo autor (2017). Interpretação baseada em Cloern et al. (2002) e Ogrinc et al. (2005).

Santos (2016) discute sobre a sazonalidade de sedimentos recentes no sistema estuarino:

> "Foi observada uma variação sazonal dos parâmetros geoquímicos para a área estudada, no período chuvoso, sendo observados maiores teores de carbonato de cálcio e matéria orgânica. E no período seco, maiores conteúdos de carbono orgânico total. No geral, os valores encontrados para fósforos também não tiveram variação sazonal muito significativa. Os valores da razão elementar C/P dos sedimentos em ambas as épocas indicaram uma origem da matéria orgânica, predominantemente, mista e continental nas amostras ao longo de todo o estuário. Com pequena variação de comportamento na passagem de um período para o outro. No inverno, apresentando baixos valores indicativos de origem marinha e bacteriana no baixo estuário e no verão na região do estuário superior. A distribuição sedimentar e da matéria orgânica indica que o sistema parece funcionar como retentor de material de origem continental, principalmente, no estuário superior. Provavelmente associado ao maior tempo de residência das águas no sistema no verão. Ao mesmo tempo, menores valores da razão C/P (< 200), indicando caráter marinho também para o verão no estuário superior, e permitem afirmar que o estuário do rio Formoso funcionaria também como importador de material sedimentar oriundo da plataforma interna. "

5.2.3 Testemunho T5

5.2.3.1 Datações ^{14}C e taxas de sedimentação

Os resultados das datações das amostras de sedimento são apresentados na Quadro 6. A amostra mais basal do testemunho T5 (134-136 cm) foi datada por ^{14}C em ~7.214 anos cal AP, e a média da idade calibrada para outra amostra foi de ~6.692 anos cal AP (82-84 cm).

A taxa de sedimentação no testemunho T5 variou de 0,01 a 0,10 cm.ano^{-1}.

Quadro 6 - Datações ^{14}C de amostras sedimentares do testemunho T5

Amostra	Código do Laboratório	Datação ^{14}C	Taxa de sedimentação
82-84	UGAMS#27345	± 6.692 Cal AP	0,01 cm.ano^{-1}
134-136	UGAMS#37346	± 7.214 Cal AP	0,10 cm.ano^{-1}

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

5.2.3.2 Caracterização Sedimentológica

O testemunho T5 pode ser subdividido em 4 fácies distintas, segundo a classificação de Larsonneur (1977): areia litoclástica média, lama terrígena arenosa, lama terrígena e marga (Fig. 49).

Segundo a classificação de fácies texturais de Shepard (1954), o testemunho T5 foi subdividido em 5 fácies sendo: areia, areia argilosa, argila arenosa, argila síltica e argila.

Entre 130 e 110cm (7.154 – 6.953 anos Cal AP), ocorreram alternâncias de níveis de areias muito finas e siltes médios, com aumento nos níveis de MOT e fragmentos vegetais em algumas camadas.

Entre 110 e 86cm (6.953 – 6.712 anos Cal AP) foram encontradas alternâncias entre níveis de siltes que variaram entre siltes muito finos até siltes médios com elevados níveis de MOT e muitos fragmentos vegetais (Fig. 49).

Entre 86 e 58cm (6.712 – 4.570 anos Cal AP), o testemunho T5 foi caracterizado com um aumento de granulação em algumas camadas, apresentando alguns níveis de granodecrescência ascendente com variação de areia média para areia fina e siltes grossos e médios, com presença de lentes arenosas em 75, 66, 64 e 62cm (Fig. 49).

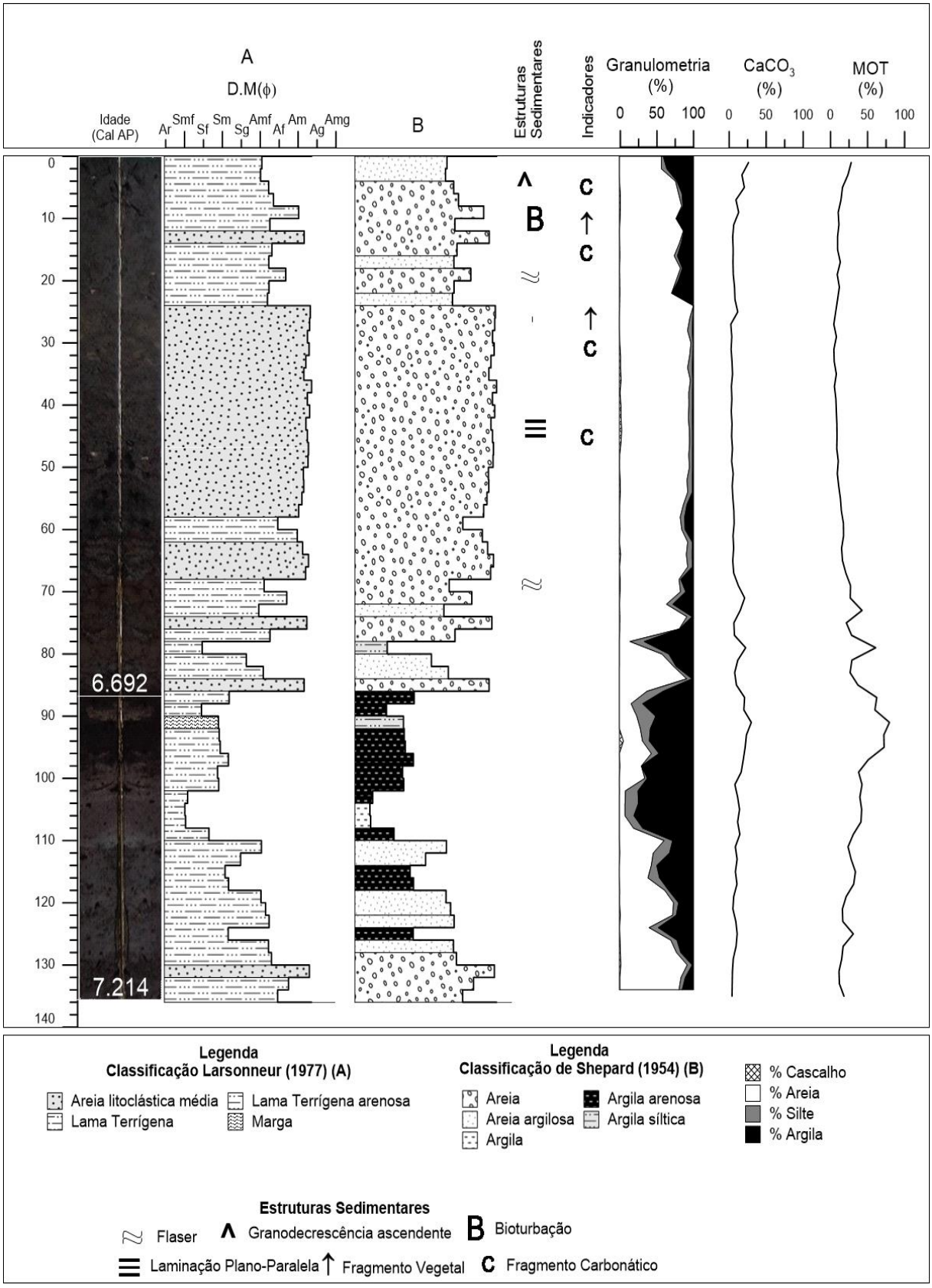
Os níveis lamosos apresentaram variação de cor entre cinza, marrom terra e preta. Um espesso pacote de sedimentos de granulação areia média entre 58 e 24cm (4.570 – 1.795 anos Cal AP) estava sotoposto por níveis de areias muito finas a finas, chegando a areia média, entre 24 e 8cm (1.795 – 490 anos Cal AP) (Fig. 49).

Nestes níveis seguintes pode-se notar a presença de fragmentos carbonáticos em 48cm (3.754 anos Cal AP), 23cm (1.632 anos Cal AP), 18cm (1.306 anos Cal AP) e 5 cm (326 anos Cal AP) de profundidade, além de fragmentos vegetais em 49, 47, 44, 18, 10, 8 e 3cm (3754 – 163 anos Cal AP).

Pedaços de carvão foram encontrados nas profundidades de 90, 101, 119 e 129cm (7.134 – 6.752 anos Cal AP). Esses podem estar relacionados a eventos de queimas da vegetação.

Estruturas do tipo *flaser*, também foram observadas entre 35 e 30cm (2.775 – 2.285 anos Cal AP). O topo apresentou, entre 8 e 0cm (últimos 490 anos Cal AP), uma composição de areias muito finas, com presença de bioturbações preenchidas por areias grossas. O setor superior apresenta características faciológicas de condições de baixa energia (fácies areia lamosa, lama arenosa e lama), associadas à pequena profundidade do trecho, o que favorece a deposição dos sedimentos mais finos (SETUR, 2011).

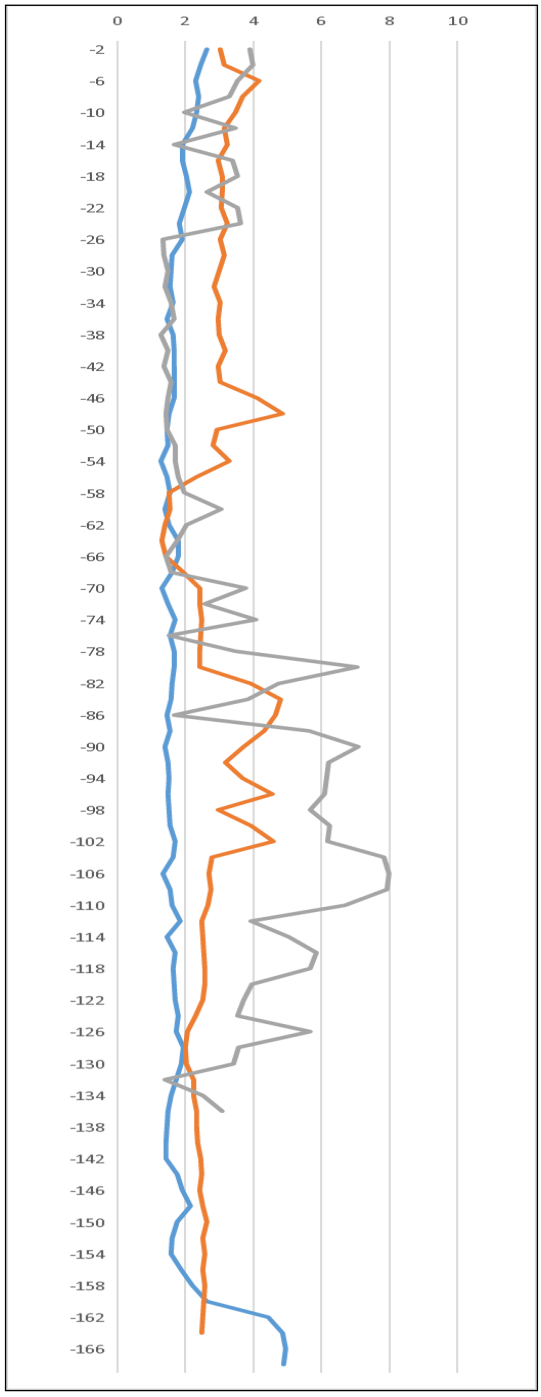
Figura 49 - Descrição e distribuição vertical de MOT e $CaCO_3$ do testemunho T5



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

A figura 50, apresenta a distribuição vertical do tamanho médio do grão em Phi (φ) dos testemunhos T3, T4 e T5, corroborando os dados que diferenciam os testemunhos em do alto e setor médio do estuário do testemunho presente do setor inferior do estuário.

Figura 50 - Distribuição vertical do tamanho médio do grão em Phi (φ) dos testemunhos T3 (linha azul), T4 (linha cinza) e T5 (linha laranja)



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

5.2.3.3 Teores de Matéria Orgânica Total (%MOT) e Carbonato de cálcio (%$CaCO_3$)

Observou-se uma elevada correlação positiva entre MOT e $CaCO_3$ (r = 0,75; p(α) < 0.0001, n = 68) (Tabela 7).

O testemunho T5 apresentou os maiores níveis de MOT, alcançando composições de 80%. Os picos de MOT se concentraram entre as profundidades de 125 a 100cm, assim como os níveis de carbonatos seguiram o mesmo padrão (Fig. 49).

Os menores níveis de MOT e $CaCO_3$ se concentraram entre as profundidades de 50 e 14cm, assim como na base do testemunho, onde os teores de carbonatos foram menores, em relação aos níveis alcançados em todo o T5.

Os elevados níveis de MOT (= 80%), no T5, estão fortemente associados ao material lamoso (r = 0,74; p(α) < 0.0001, n = 68), assim como os carbonatos estão associados às lamas (r = 0,70; p(α) < 0.0001, n = 68) (Tabela 7).

Tabela 7 - Correlações de Pearson realizadas com as amostras do testemunho T5

T5	%MOT	%$CaCO_3$	% Cascalho	% Areia	% Silte	% Argila	%Lamas
%MOT	1						
%$CaCO_3$	**0,75**	1					
% Cascalho	-0,23	-0,25	1				
% Areia	**-0,78**	**-0,73**	0,26	1			
% Silte	**0,63**	0,50	-0,22	-0,66	1		
% Argila	**0,72**	**0,70**	-0,26	**-0,97**	0,56	1	
%Lamas	**0,74**	**0,70**	-0,28	**-0,97**	**0,70**	**0,98**	1

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

5.2.3.4 Análise elementar (C e N) e isotópica ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) da matéria orgânica sedimentar

Os conteúdos de Carbono orgânico total (COT) variaram de 0,34% (30 a 32cm) a 17,88% (90 a 92cm), no testemunho T5. A média calculada foi de 2,82. Outros picos foram observados em 91 cm (15%) e 101cm (9%).

Os dados de NT variaram de 0,04% (25cm) à 1,87% (50 a 52cm). O valor médio foi de 0,11%.

Os dados das razões C/N variaram de 0,93 (50 a 52cm) até 57 entre 110 e 112cm de profundidade. A média foi de 27 (Fig. 51).

A razão isotópica $\delta^{13}C$ variou de valores mais enriquecidos de -19,21‰ PDB (70 a 72 e 80 a 82cm) até valores menos enriquecidos de -36,94‰ PDB (10 a 12cm de profundidade). A média foi de - 25,8‰PDB.

A razão isotópica $\delta^{15}N$ variou de -1,48‰Ar (50 a 52cm) a 21‰Ar (80 a 82cm de profundidade). O valor médio foi de 2,34‰Ar (Fig. 51)

A partir da classificação apresentada por Barcellos et al. (2016), pode-se indicar que os sedimentos do T5:

7214 – 7053 anos cal. AP: matéria orgânica de origem continental.

7053 – 6953 anos cal. AP: matéria orgânica de origem predominantemente marinha.

6953 – 6772 anos cal. AP: matéria orgânica de origem continental.

6772 – 5549 anos cal. AP: matéria orgânica de origem predominantemente marinha.

5549 – 4733 anos cal. AP: matéria orgânica de origem mista tendendo à continental.

4733 anos cal. AP – Atual: matéria orgânica de origem continental.

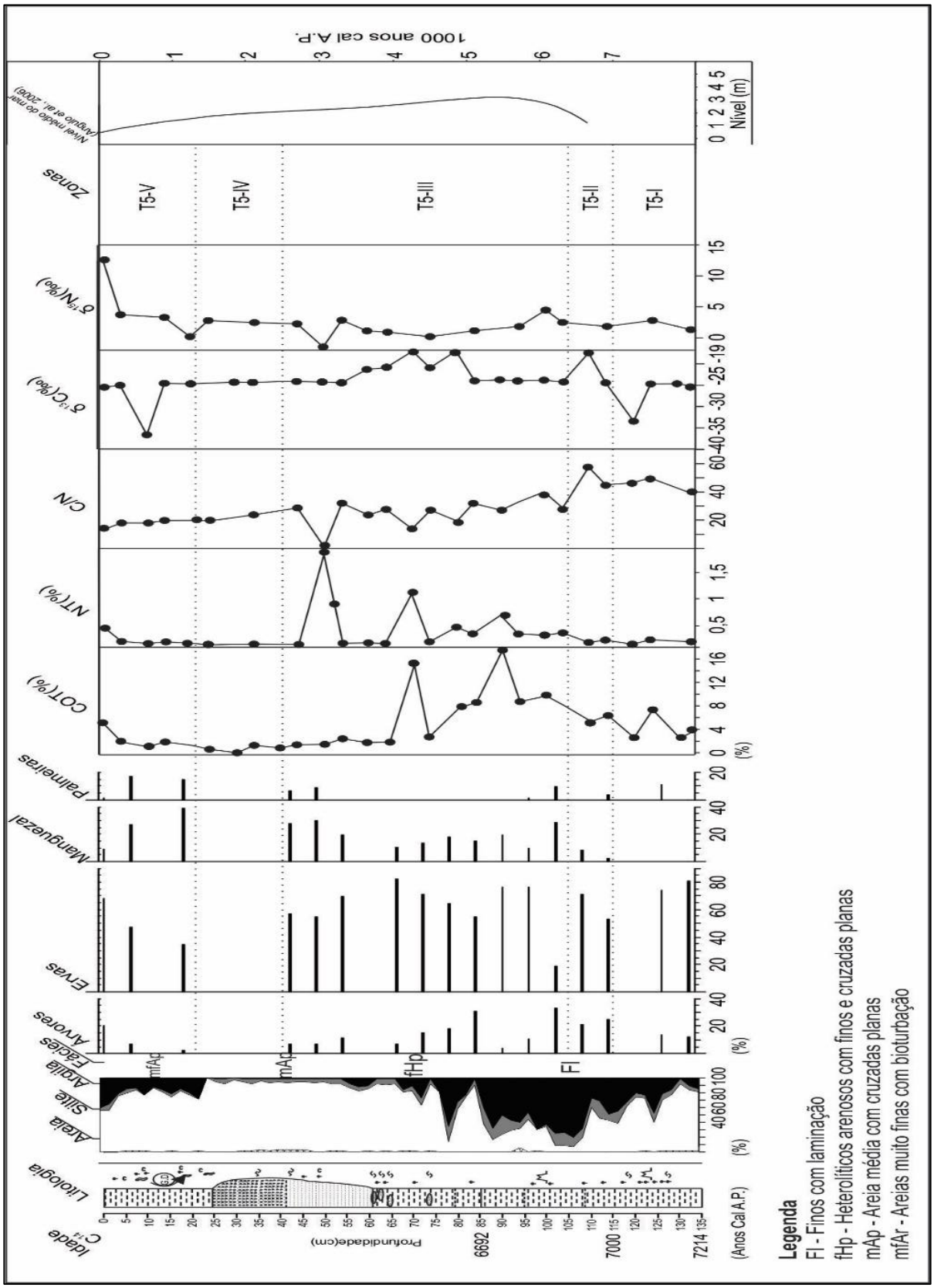
O gráfico $\delta^{13}C$ x C/N do testemunho T5 indica uma predominância de amostras classificadas como de composição de carbono de plantas C_3, seguido de amostras de carbono orgânico dissolvido e particulado de água doce, acompanhado de amostras de carbono orgânico dissolvido e particulado marinho (Fig. 52).

Lorente et al. (2014), estudando a evolução paleoambiental do lago Macuco na costa do Espírito Santo, através de testemunho sedimentar, também indicou que houve nos últimos 7.521 anos uma mistura de fontes de matéria orgânica de origem aquática e terrestre (C_3).

Os resultados da razão C/N estão de acordo com a subida do nível do mar durante o Holoceno Médio segundo a curva do nível do mar de Angulo et al. (2006). Possivelmente, esse resultado está apresentando a subida do nível do mar, que invadiu os "vales costeiros", com posterior estabilização e respectivo desenvolvimento do manguezal desde o Holoceno Médio, para o rio Formoso.

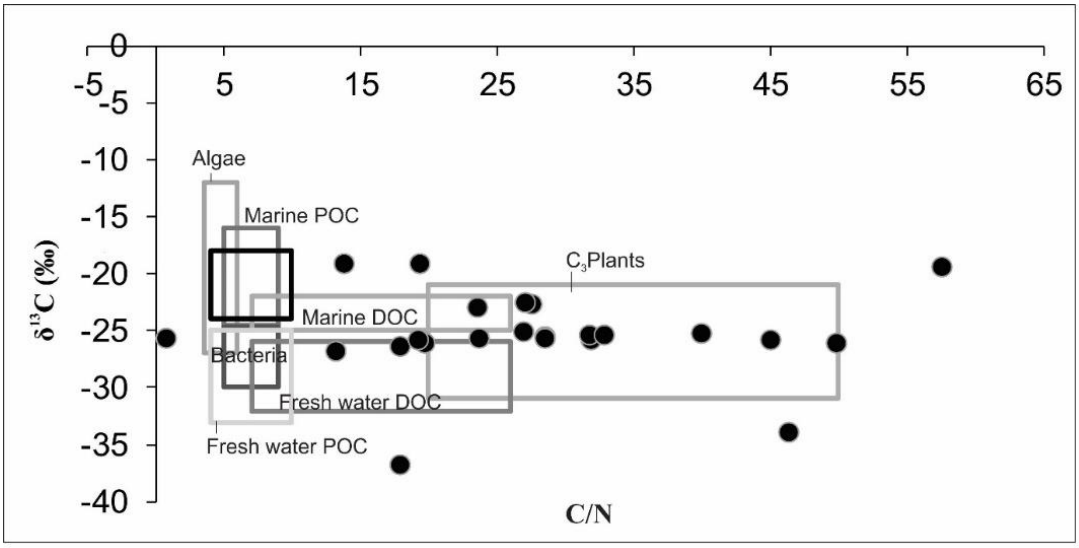
A figura 53 apresenta a distribuição de ambientes segundo as origens da matéria orgânica. Os sedimentos basais do testemunho T5, os quais estão relacionados ao sistema paleolagunar apresenta uma distribuição de matéria orgânica de solos e MO particulada e marinha, corroborando com a classificação ambiental proposta. O sistema de praias e canais de maré apresenta a distribuição de MO de origem majoritária de solos, enquanto que o sistema estuarino apresentou relação com MO de origem de solos e plantas terrestres. Portanto, a distribuição $\delta^{13}C$ x $\delta^{15}N$ do T5 foi condizente com a proposta de evolução do Holoceno médio do estuário do rio Formoso (Item 5.3).

Figura 51 - Idades ^{14}C, estratigrafia, fácies, dados polínicos, valores de carbono orgânico total (COT), nitrogênio total (NT), C/N, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ do testemunho T5



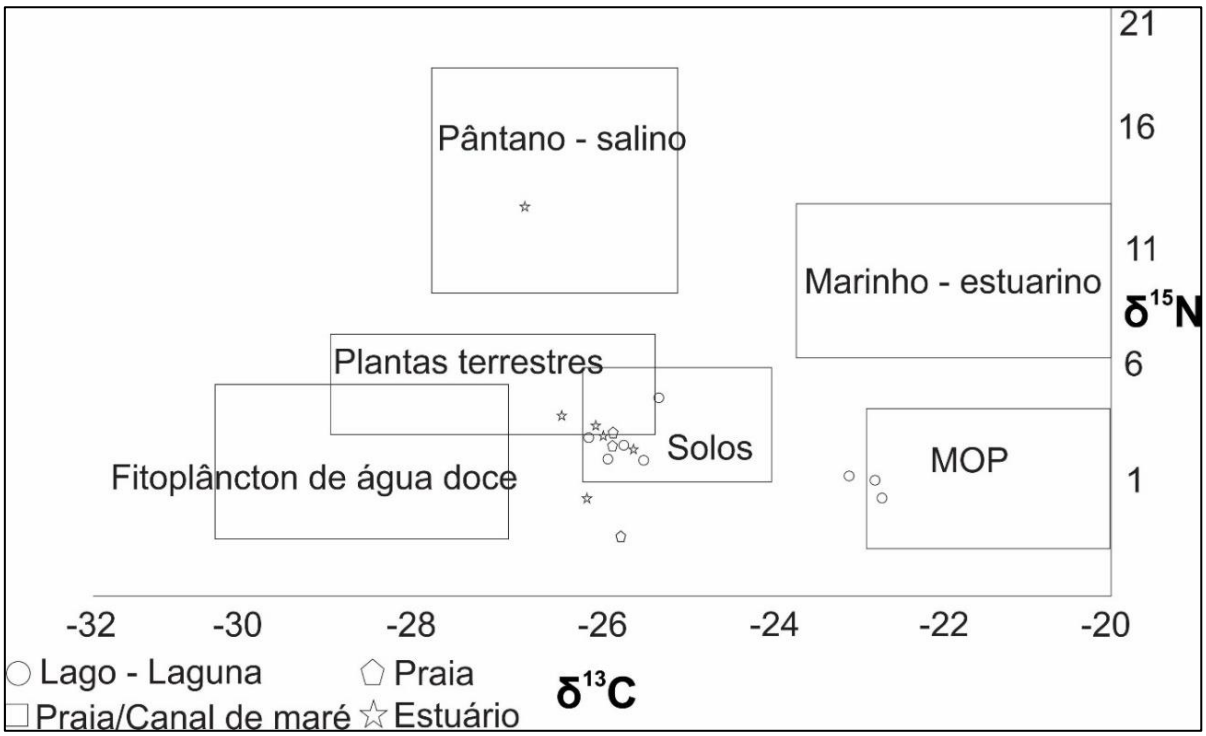
Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Figura 52 - Gráfico $\delta^{13}C$ x C/N do testemunho T5



Fonte: Elaborado pelo autor (2017). Interpretação baseada em Meyers (1994).

Figura 53 - Gráfico $\delta^{13}C$ x $\delta^{15}N$ do T5

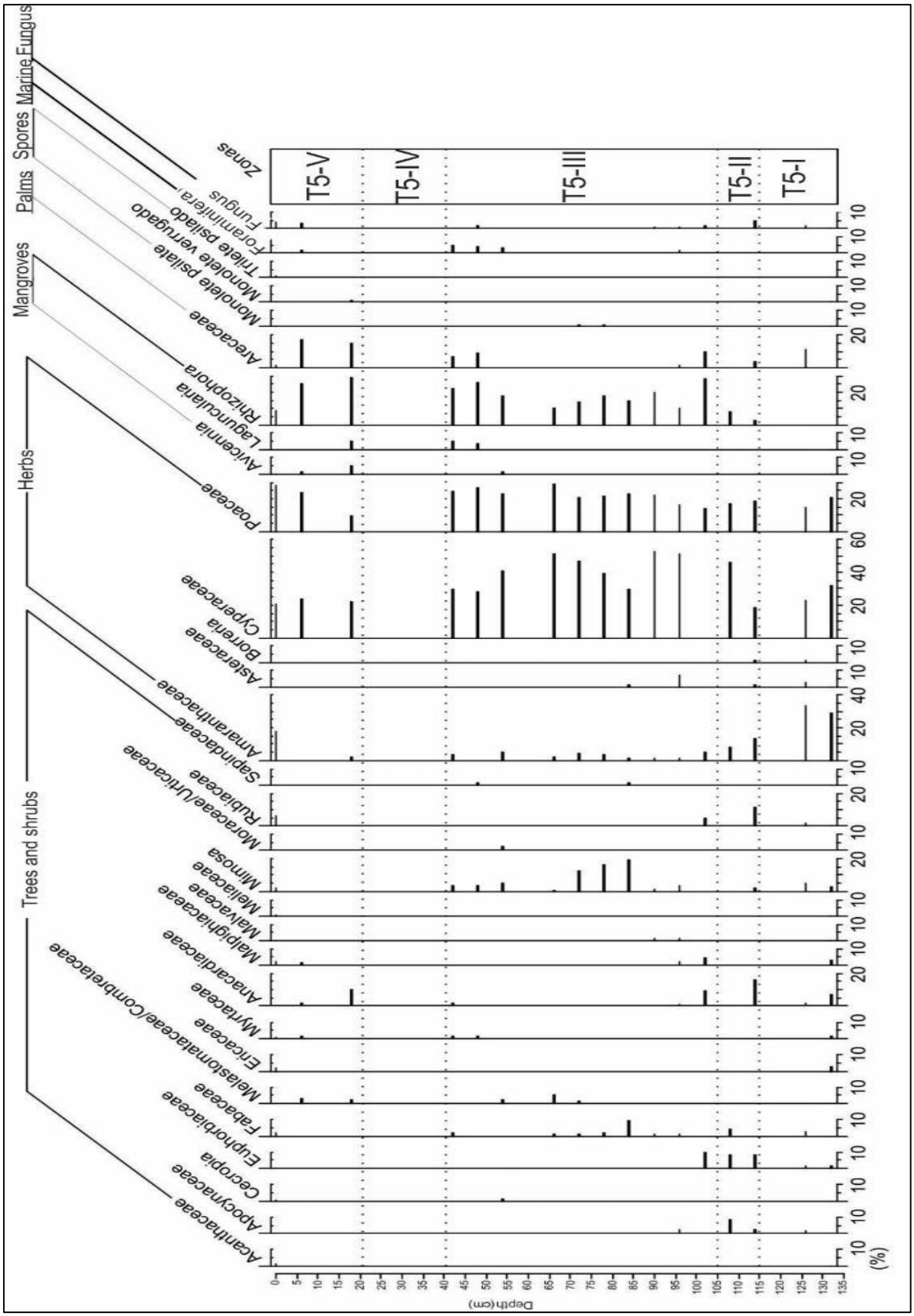


Fonte: Elaborado pelo autor (2017). Interpretação baseada em Cloern et al. (2002) e Ogrinc et al. (2005).

5.2.3.5 Palinologia

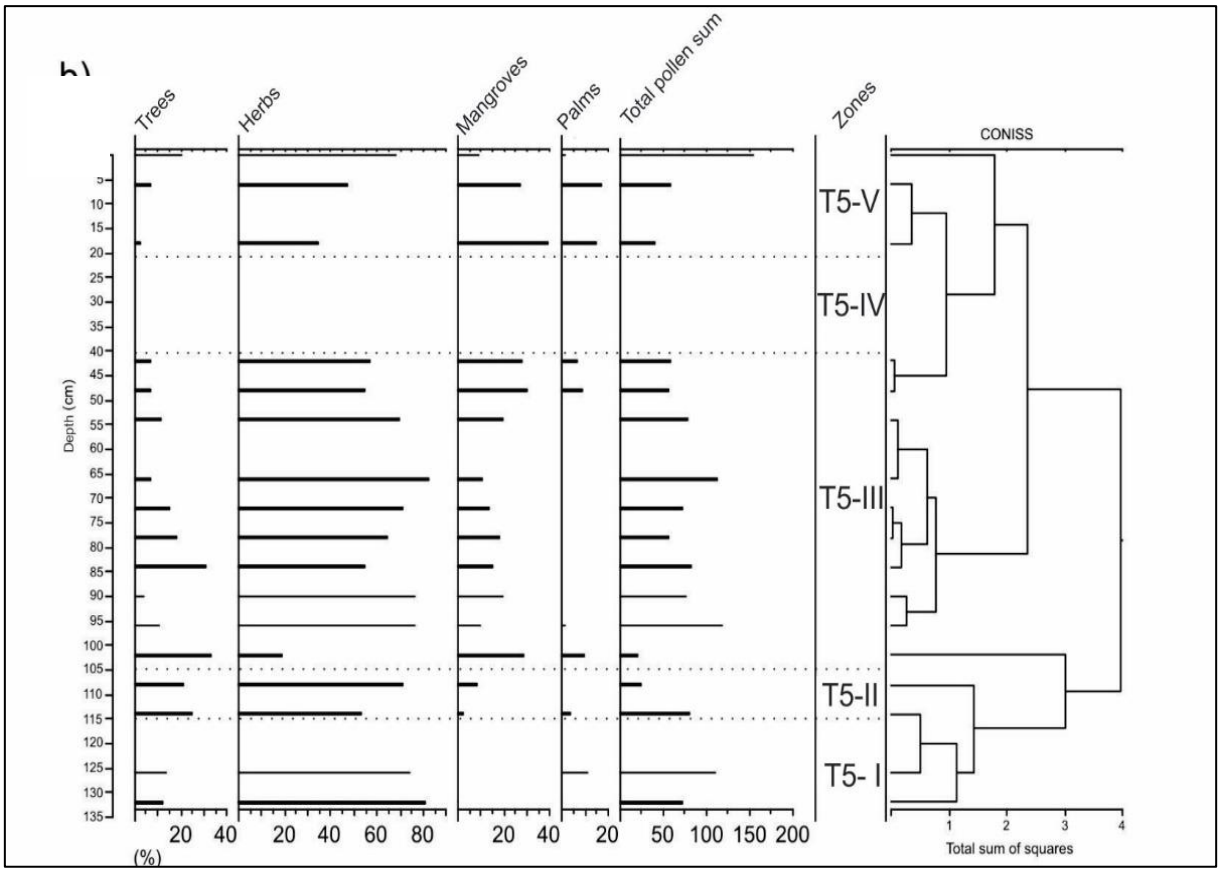
A partir da análise de agrupamentos dos palinomorfos identificados no T5 para o sistema estuarino do rio Formoso (Fig. 54 e 55), foi possível estabelecer cinco zonas, denominadas da base para o topo em T5-I, T5-II, T5-III, T5-IV e T5-V.

Figura 54 - Diagrama polínico do testemunho T5



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Figura 55 - Diagrama polínico do testemunho T5



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

5.2.3.5.1 Zona I (136 a 115 cm; ~7.214 anos cal AP a ~7.003 anos cal AP)

Esta zona corresponde a duas amostras sedimentares do sistema estuarino do rio Formoso, onde foi registrado o predomínio de elementos herbáceos (78%), arbóreos/arbustivos (14%) e de palmeiras (6%). Os esporos de fungos representaram apenas 1% (Fig. 54).

Dentre os elementos herbáceos, Cyperaceae é o táxon predominante, com média de 34,5%, seguido pelas ervas das famílias Amaranthaceae (± 29%) e Poaceae (± 16%). Como elementos subordinados, foram registrados grãos de pólen de Asteraceae (±2%) e *Borreria* sp. (±0,5%). Os elementos herbáceos apresentaram a maior média percentual e concentração na zona I. O grupo de ervas apresentou nessa zona seus maiores valores percentuais de todo o perfil.

No grupo dos taxa arbóreos e arbustivos foi observada a presença dos grãos de pólen de *Mimosa* sp. (5-7%), Anacardiaceae (2-5%), Euphorbiaceae (2-3%), Fabaceae (0-4%) Ericaceae (0-3%), Apocynaceae (0-2%), Rubiaceae (0-2%), Malpighiacaeae (0-2%). Os demais taxa arbóreos identificados tiveram baixa representatividade, com médias percentuais menores que 1%, ou ainda foram caracterizados como grãos de pólen raros, quando encontrados pontualmente nas amostras, como: Myrtaceae (0,5%) e Malvaceae (0,5%). Dentre as Palmeiras o táxon predominante foi Arecaceae (0-13%) (Fig. 54).

Os grãos de pólen de *Rhizophora* sp., *Avicennia schaueriana* e *Laguncularia* sp. foram agrupados como árvores de manguezal. Não foram encontrados grãos de pólen de manguezal nessa zona.

As características sedimentares e composições geoquímicas indicam que a zona T5-I está relacionada à um ambiente de dominância continental, possivelmente um lago.

Os pedaços de carvão encontrados nesta zona podem ter relação com paleoqueimadas e indicam um clima mais seco que o atual o que corrobora a expansão de herbáceas de cerrado e pouca influência de árvores de grande porte, as quais são características da floresta da Mata Atlântica e de clima mais úmido.

O clima mais seco no Holoceno médio é indicado por outros trabalhos como os de Freitas et al. (2001); Pessenda et al. (2004b); Pessenda et al. (2010); Barberi et al. (2000).

5.2.3.5.2 ZONA II (115 a 105 cm; ~7.003 anos cal AP a ~6.903 anos cal AP – idade interpolada)

Esta zona foi caracterizada com base na análise palinológica de duas amostras sedimentares, e mostra o predomínio de elementos herbáceos (± 62%) e a diminuição da representatividade desse grupo em relação à zona anterior. Seguindo os taxa herbáceos, os demais grupos com maior representatividade foram os arbóreos e arbustivos (± 24%) e o grupo de árvores de manguezal (± 5,5%). O grupo de árvores de manguezal apresentou constituição básica, nesta fase, por grãos de pólen de

Rhizophora sp. Os demais grupos, tais como as palmeiras e esporos de fungos foram registrados com médias percentuais de 2%, 2,5%, respectivamente (Fig. 54).

Dentre os taxa arbóreos e arbustivos, os grãos de pólen de Anacardiaceae (0-14%), Euphorbiaceae (3-7%), Rubiaceae (0-8%), Apocynaceae (2%) e *Mimosa* sp. (0-3%) continuam predominantes, assim como na zona I. No entanto, grãos de pólen de Anacardiaceae, Euphorbiaceae e Rubiaceae apresentaram maiores valores percentuais em comparação a zona I. Os demais taxa arbóreos foram registrados como grãos raros ou com valores não ultrapassando 1% em amostras pontuais como o táxon Fabaceae (0-1%).

Dentre as Palmeiras, foi possível observar uma redução em relação à zona anterior do táxon predominante Arecaceae (2%).

As árvores de manguezal estiveram representadas dominantemente por *Rhizophora* sp. (0-2%), sendo que foi observada uma constância deste táxon nesta zona. Não foram registrados grãos de pólen de *Avicennia schaueriana* e *Laguncularia* sp.

Em termos gerais, os dados dos elementos arbóreos e das árvores de manguezal mostram que a Mata de Atlântica continuava presente na área de estudo, e que o manguezal iniciou sua colonização a partir deste intervalo.

Os elementos herbáceos estiveram representados principalmente por Cyperaceae (12-15%), Poaceae (4-16%) e Amaranthaceae (3-11%), tendo como subordinados as ervas da família Asteraceae (0-1%) e *Borreria* sp. (0-1%).

Esta zona pode ser caracterizada como o início de um evento transgressivo, com inundação de áreas dominadas por ervas em um ambiente menos úmido que o atual e a implantação de manguezais com a formação de possíveis lagunas costeiras na região.

O aumento relativo de umidade proporcionou um maior desenvolvimento da floresta de grande porte como florestas de manguezal, florestas de várzea e floresta subperenifólia, a qual define a Mata Atlântica.

5.2.3.5.3 ZONA III (105 a 40 cm ~6.903 anos cal AP a ~3.101 anos cal AP – idade interpolada)

Através da análise palinológica de dez amostras sedimentares, que compreendem a zona III, pôde-se observar o predomínio de elementos herbáceos (± 63,1%), seguido de árvores de manguezal (21,2%) e elementos arbóreos e arbustivos (15,3%) (Fig. 54).

As árvores de manguezal estiveram representadas dominantemente por *Rhizophora* sp. (6-16%), seguido por *Laguncularia* sp. (2-3%) e *Avicennia schaueriana* (0-1%).

Da mesma forma que houve um aumento na representatividade dos taxa herbáceos, observou-se o aumento na representatividade de árvores de manguezal, palmeiras (3%) e o aparecimento, pela primeira vez, de elementos marinhos, como os microforaminíferos (1,65%) e os esporos de briófitas e pteridófitas (0,3%), sendo representados por Monolete, localizados em 72 e 78cm de profundidade (entre 6.202 a 5.713 anos cal AP – idade interpolada).

Os grãos de pólen de *Mimosa* sp. (2-15%), Melastomaceae (1-6%), Arecaceae (1-5%) e Fabaceae (1-7%) foram predominantes no grupo das árvores e arbustos. Como elementos subordinados foram registrados *Cecropia* sp. (0-2%), Moraceae-Urticaceae (1-3%), Anacardiaceae (0-1%), Euphorbiaceae (0-3%), Rubiaceae (0-8%), Apocynaceae (0-3%), Malvaceae (1-3%), Malpighiacaeae (1-3%), Sapindaceae (1-3%), Myrtaceae (0-1%).

Ervas das famílias Cyperaceae (15-62%) e Poaceae (2-32%) permaneceram predominantes, no entanto, houve o aumento na representatividade de ambas nesta zona, em relação à zona II. De forma inversa ao que ocorreu com os elementos arbóreos e arbustivos, foi possível de se notar uma diminuição da diversidade de ervas, sendo que apenas os taxa Asteraceae (1,3%) e Amaranthaceae (1,9%) foram registrados.

Essa fase é caracterizada pelo último máximo transgressivo marinho com a expansão das áreas de depósitos de finos e incremento de florestas de manguezais. Esse sistema foi posteriormente modificado com a diminuição dessas áreas de

manguezais e o aumento de sedimentos arenosos com o início da última regressão marinha. Está associada com a formação de possíveis sistemas de canais de maré e sistemas praiais e restingas.

Tais dados estão condizentes com as curvas de mar propostas para a região (Angulo et al., 2006)

Há aproximadamente 3.917 anos cal. AP, a expansão de áreas alagadas possibilitou a concentração de sais em regiões mais internas do manguezal, as quais possibilitaram o estabelecimento da *Avicennia schaueriana*, como também observado por Tomlinson (1986), Jiménez & Lugo (2000) e Costa et al. (2014).

Os taxa relacionados a vegetação herbácea possivelmente representam plantas rasteiras de ambiente de restinga. A presença de *Laguncularia* sp. pode confirmar essa proximidade do ambiente de restinga, haja vista que esse gênero se desenvolve no interior do manguezal e na transição com tais ambientes (TOMLINSON, 1986).

O clima se tornou relativamente mais úmido em comparação com a zona T5-II.

5.2.3.5.4 ZONA IV (40 a 20 cm; ~3.101 anos cal AP a 1.469 anos cal AP – idade interpolada)

Nenhum tipo de grão de pólen foi identificado nesta zona. As características sedimentológicas indicam um sistema energético de praia em ambiente de planície costeira de cordões litorâneos progradante. (Fig. 54).

5.2.3.5.5 ZONA V (20 a 0 cm; < ~1.469 anos cal AP – idade interpolada)

A análise da zona mais próxima ao topo do perfil identificou em três amostras sedimentares a predominância do grupo de elementos herbáceos (50,7%), sendo esse o menor valor observado para todo o perfil.

A predominância de elementos herbáceos foi seguida pelos elementos representativos de árvores de manguezais (22,3%), sendo esse valor o maior observado em todo o perfil. Palmeiras (11,3%) e árvores e arbustos (10,3%), também predominaram nessa zona, sendo que a representatividade de palmeiras aumentou se comparado a zona III (aumento em Arecaceae de 1,1% para 6,2%) (Fig. 54).

Os esporos de briófitas e pteridófitas apresentaram um aumento em relação ao nível anterior (de 0,3 para 1,3%), assim como os esporos de fungos de 0,5 para 3%. Foram identificados Monolete e Trilete.

Os foraminíferos apresentaram um aumento em sua representatividade em relação ao nível inferior, de 1,65% para 2,3%.

Dentre os taxa herbáceos, Cyperaceae (20%) apresentou uma diminuição de sua representatividade em relação à zona III, no entanto continuou sendo uma família predominante, assim como Poaceae (21,3%) e Amaranthaceae (9,7%) que denotaram um aumento de suas representatividades em comparação a zona III.

Nos estudos de Sacramento et al. (2007), a família Cyperaceae também foi bem expressiva, com maior número de indivíduos na formação frutíceto, provavelmente pelo fato de a própria fisionomia favorecer esse desenvolvimento, devido à facilidade dessas espécies em colonizar as margens e estarem associadas a espécies pioneiras (CABRAL-FREIRE e MONTEIRO,1993).

Observa-se que há um aumento no número de pólen da família Poaceae (Representante de cana-de-açúcar e milho) dentro da zona T5-V, culminando com os mais elevados percentuais de representantes dessa família, nos sedimentos mais recentes do ambiente.

As árvores de manguezal apresentaram um aumento de sua representatividade em todos os taxa identificados, sendo a predominância de *Rhizophora* sp. (12-16%), seguido por *Avicennia schaueriana* (1-2%) e *Laguncularia* sp. (0-2%).

Em relação aos taxa representativos de elementos arbóreos e arbustivos, temos que: Os grãos de pólen de Rubiaceae (0-10%) foram predominantes e foram seguidos por Malvaceae (0-7%), Anacardiaceae (1-5%).

Dentre elementos arbustivos e arbóreos, também foram observados Ericaceae (0-4%), Fabaceae (0-3,5%), Malpighiacaeae (1-3%), *Mimosa* sp. (0-4%), Melastomaceae 1-2%, *Cecropia* sp. (0-2%), Meliaceae (0-1%) e Myrtaceae (0-1%).

A família Fabaceae apresentou várias espécies, no trabalho de Sacramento et al. (2007), sendo a maioria conhecida como fixadora de areia (CABRAL-FREIRE e MONTEIRO, 1993), que propiciam melhores condições edáficas (ARAÚJO et al., 2006).

Sacramento et al. (2007) indica que a família Myrtaceae, tem sido apontada como uma característica da floresta atlântica, como relatado com relação a outras áreas de florestas de restinga e tabuleiros arenosos no Nordeste, Norte e Sudeste do país (PEIXOTO e GENTRY, 1990; ASSUMPÇÃO NASCIMENTO, 2000; CARVALHO et al., 2000; OLIVEIRA-FILHO e FONTES, 2000; ASSIS et al., 2004; SILVA e BRITEZ, 2005). A baixa riqueza dessa família observada em sedimentos recentes no estuário superior do rio Formoso se contrapõe a alta riqueza da família Myrtaceae para outro sistema costeiro da praia do Paiva

Essa zona apresentou características indicativas de sistema estuarino com o incremento de sedimentos finos seguido de aumento de áreas de implantação dos manguezais. A diminuição de elementos herbáceos e aumento de elementos arbóreos e de pteridófitas indicam maior influência na distribuição de pólen de famílias representantes da mata Atlântica.

O aumento no percentual da família Poaceae nas amostras mais recentes do testemunho possivelmente possuem relação com o aumento de plantações de cana-de-açúcar e milho na faixa costeira de Pernambuco, denotando uma forte influência antrópica na paisagem e nos depósitos sedimentares atuais.

O incremento na distribuição de foraminíferos indica maior influência marinha na área, corroborando a expansão das áreas de manguezais.

A presença das espécies *Rhizophora* sp., *Avicennia schaueriana* e *Laguncularia* sp. indicam a formação de um sistema de manguezal exuberante, ainda que tenha se observado uma diminuição da biodiversidade do manguezal nos sedimentos mais atuais, apresentando apenas pólen da espécie *Rhizophora* sp, devido à elevada produção polínica de *Rhizophora* sp.

5.3 EVOLUÇÃO DEPOSICIONAL HOLOCÊNICA DO ESTUÁRIO DO RIO FORMOSO

Estudos palinológicos e de isótopos de C e N em sedimentos e solos, e que visam à reconstituição da vegetação com inferências do clima para o Nordeste do Brasil, mostram que durante o Holoceno Inferior e Médio foi predominantemente menos úmido/seco, o que resultou na expansão de campos e na retração de áreas florestais (PESSENDA et al., 2010).

Esse panorama climático caracterizado por condições de menor umidade também foi verificado para as regiões Norte (FREITAS et al., 2001; PESSENDA et al., 2004b), Sudeste (BEHLING, 1995; GOUVEIA et al., 1999; 2002; GOUVEIA; PESSENDA, 2000), Centro-Oeste (FERRAZ-VICENTINI; SALGADO-LABOURIAU, 1996; BARBERI et al.,2000) e Sul (BEHLING et al., 2005) do Brasil.

O padrão de insolação vigente na primeira metade do Holoceno, a posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) ao sul e a menor intensidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) seriam os principais responsáveis pela configuração atmosférica e pelos diferentes índices pluviométricos no Brasil, o que ocasionou áreas com maior e menor umidade (CRUZ et al., 2009; LORENTE, 2015).

Com base em dados de datações de conchas em sambaquis e em depósitos sedimentares, Suguio et al. (1985) e Suguio (1999) elaboraram curvas de variação do nível relativo do mar para os últimos 7.000 anos. O litoral brasileiro foi dividido em vários setores, desde a cidade de Salvador (BA) até a região de Itajaí-Laguna (SC). De acordo com os referidos autores, o nível relativo do mar teria alcançado o ponto máximo de 5m há aproximadamente 5.100 anos AP. Além disso, teria havido uma rápida oscilação do nível do mar de 2m a 3m com durações de 400 a 500 anos AP, com uma tendência de elevação do nível do mar em torno de 5m, correspondendo às oscilações secundárias, após a transgressão marinha pós-glacial ocorrida há 5.110 anos AP (SUGUIO et al., 1985; 1999, apud FERREIRA, 2010).

Estudo realizado por Angulo e Lessa (1997) apresenta uma crítica às propostas de curvas de nível do mar para o Brasil, ao analisarem as regiões de Paranaguá

(PR) e Cananéia (SP). De acordo com esses autores, as datações dos vermetídeos sugerem que o nível do mar máximo, no fim da transgressão marinha pós-glacial, era em torno de 3,5m e não mais do que 4m. Os autores mostram uma tendência consistente de descida do nível do mar após o máximo alcançado nos últimos 5.100 anos AP, mas sem nenhuma indicação de oscilação secundária (LESSA, 1997, apud FERREIRA, 2010).

Martin et al. (2003) questionam os dados de Angulo e Lessa (1997), que construíram a curva do nível do mar baseada exclusivamente em dados de apenas um indicador (vermetídeos), os quais forneceriam somente uma parte da informação sobre o sentido da variação, sem indicar a posição exata do nível relativo do mar. Os mesmos utilizaram diferentes indicadores disponíveis para reconstruir a curva do nível do mar para diversos locais da costa brasileira: Rio do Fogo (RN), Salvador (BA), Ilhéus (BA), Caravelas (BA), Vitória (ES), Paraíba do Sul (RJ), entre outros, chegando à conclusão de que durante os últimos 7.000 anos, a costa central brasileira esteve sujeita a uma fase de submersão que durou até 5.100 anos AP, seguidos por uma descida do nível do mar. Tal descida no nível do mar não era contínua, mas foi interrompida por duas oscilações de alta frequência (MARTINS et al., 2003, apud FERREIRA, 2010).

Segundo análise em conjunto dos vários parâmetros estudados pode-se dividir os testemunhos nas seguintes associações de fácies, cujas notações foram representadas segundo Tucker (2014), apresentada no quadro 7.

Quadro 7 - Fácies sedimentares do estuário do rio Formoso

Fácies / ambiente	**Característica**	**Descrição**
Fpa / Terraço	Formação Paraíso	Sedimentos finos de coloração creme e amarelados
mAp / Praia	Areia média com cruzadas planas	Sedimentos arenosos de tamanho majoritário de areia média, bem selecionadas e ricas em micas. Apresenta estruturas cruzadas com níveis de minerais pesados.

fAp / Praia-Pós-praia	Areia fina com cruzadas planas	Areias finas bem selecionadas. Presença de estruturas cruzadas do tipo *Flaser*. Presença de fragmentos vegetais
fAo / estuário	Areias finas com marcas onduladas	Níveis variando entre silte a areias finas e muito finas com estruturas do tipo *flaser* e camadas onduladas
Fl / transicional lago-laguna costeira	Finos com laminação	Níveis variando entre silte à areias finas e muito finas, granodecrescência ascendente, alguns níveis com fragmentos vegetais, algumas lentes arenosas
fHp/ Praia-Canal de maré	Heterolíticos arenosos com finos e cruzadas planas	Sedimentos heterolíticos com alternância entre areias médias à finas e sedimentos lamosos. Presença de lentes arenosas e estruturas do tipo *flaser*.
mfAr / estuário	Areias muito finas com bioturbação	Areias muito finas com poucos níveis de areias finas e médias. Presença de bioturbações (cavidade preenchidas por areias).

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

5.3.1 Testemunho T3

5.3.1.1 Fácies Fpa (F. Paraíso):

O intervalo entre 170 e 162cm de profundidade é composto por sedimentos finos de coloração creme e amarelados da Formação Paraíso. Apresenta níveis de MOT e $CaCO_3$ entre 5 e 10%.

5.3.1.2 Fácies mAp (Areia média com cruzadas planas): Praia

Entre 162cm e o topo do testemunho, é caracterizado por sedimentos arenosos de tamanho majoritário de areia média, bem selecionadas e ricas em micas. Apresenta estruturas cruzadas com níveis de minerais pesados. Característicos de planícies arenosas de maré e depósitos de praias (MARTINS & MENDES, 2011; MARTINS & CORREA, 2011). Apresenta níveis de MOT e $CaCO_3$ abaixo de 5% da composição dos sedimentos, com alguns picos de aumento das concentrações nos sedimentos atuais.

5.3.2 Testemunho T4

5.3.2.1 Fácies fAp (Areia fina com cruzadas planas) – Praia / Pós-praia (2881 – 615 anos Cal AP – idade interpolada)

Localizada da base do testemunho até 98cm de profundidade, é composta por areias finas bem selecionadas e apresenta baixos teores de MOT e $CaCO_3$. Presença de estruturas cruzadas do tipo *Flaser*. Presença de fragmentos vegetais. Fácies associada ao aumento de fluxos energéticos propiciados por evento regressivo. As médias de COT, $\delta^{13}C$, NT, $\delta^{15}N$ e C/N foram, respectivamente, de: 0,58%, -26,21‰ PDB, 0,01%, 1‰Ar e 24,25.

5.3.2.2 Fácies fAo a mAp (Areias finas com marcas onduladas a areias médias com cruzadas planas) – Estuário (615 - atual):

Localizada entre 98 e o 0cm de profundidade, apresenta níveis variando entre silte a areias finas e muito finas, com altos níveis de MOT e picos de $CaCO_3$. Entre 56 e 68cm (407 – 333 Anos Cal AP), tem-se sedimentos de maior influência fluvial, do tipo arenosos de tamanho areia média, bem selecionada e com os menores teores de MOT e $CaCO_3$.

Entre 44cm até o topo, o testemunho apresenta intercalações de níveis entre areias finas e muito finas com níveis de MOT e $CaCO_3$ variando entre 10 e 20% com estruturas do tipo *flaser* e camadas onduladas. As médias de COT, $\delta^{13}C$, NT, $\delta^{15}N$ e da razão C/N foram, respectivamente de: 0,89%, -26,3‰PDB, 0,05%, 1,38 ‰Ar, 24,8.

O testemunho T4, apresenta uma estabilidade da vegetação, de acordo com o ciclo fotossintético predominante de plantas C_3, com aumento da deposição lamosa entre 110 e 0cm de profundidade, possivelmente resultado da estabilização do nível do mar, e respectivo desenvolvimento do manguezal.

5.3.3 Testemunho T5

5.3.3.1 Fácies Fl (Finos com laminação) – transicional lago/laguna costeira (7.214 – 6.712 anos Cal AP):

De sua base até 86cm de profundidade. Apresenta níveis variando entre silte à areias finas e muito finas, com níveis crescentes de MOT e $CaCO_3$. Os carbonatos apresentam percentuais baixos, próximos a 2%, em 7.214 anos Cal AP (base do T5) e alcançam valores máximos próximos a 6.752 anos Cal AP (idade interpolada).

Essa fácies apresentou depósitos com granodecrescência ascendente, alguns níveis com fragmentos vegetais, algumas lentes arenosas na base e próximas à 70 cm (5.550 anos Cal AP). Fácies associada a evento transgressivo e estabilização do nível de mar alto.

As médias de COT, $\delta^{13}C$, NT, $\delta^{15}N$ e da razão C/N foram, respectivamente de: 7%, -25,8‰PDB, 0,15%, 2,14‰Ar e 40. A MO apresentou dados indicativos de incursões marinhas, porém com predominância de origem continental e plantas do tipo C_3. A estabilização do nível máximo da última transgressão marinha entre 6000 e 5000 anos AP permitiu o desenvolvimento de áreas de manguezal não observados antes de 7000 anos AP.

Fontes et al. (2017), também identificaram o padrão transgressivo no Holoceno médio em estudo de sedimentos de manguezais na costa sul do Estado da Bahia.

5.3.3.2 Fácies fHp (Heterolíticos arenosos com finos e cruzadas planas) – Praia / Estuário/ Canal de maré (6.712 – 4.570 anos Cal AP):

Está localizada entre 86 e 58cm de profundidade. Apresenta sedimentos heterolíticos com alternância entre areias médias à finas e sedimentos lamosos, assim como picos de MOT e $CaCO_3$. Presença de lentes arenosas e estruturas do tipo *flaser*.

Esta fácies está associada ao aumento de fluxos energético devido a estabilização do nível do mar acima da atual zona de interflúvio entre o sistema fluvial do rio dos Passos (afluente do rio Formoso) e um canal de maré do sistema estuarino do rio Sirinhaém, localizado ao norte do ponto estudado, possibilitando um incremento energético com transporte sedimentar entre os dois sistemas. Esse sistema seria análogo ao sistema estuarino de Suape, anterior as modificações causadas pelo porto, com os rios Formoso e Sirinhaém desaguando em uma ampla laguna costeira.

As médias de COT, $\delta^{13}C$, NT, $\delta^{15}N$ e da razão C/N foram, respectivamente de: 5,43%, -22,75‰PDB, 0,19%, 1,12‰Ar e 25,4. Nessa fácies se observa a expansão do manguezal composto exclusivamente por *Rhizophora mangle*.

Fontes et al. (2017), também identificaram manguezais e a influência de um ambiente estuarino com canais de maré para o Holoceno médio na costa sudeste do Estado da Bahia.

5.3.3.3 Fácies mAp - Praia (4.570 – 1795 anos Cal AP – idade interpolada)

Se localiza entre 58 e 25cm. Apresenta sedimentos arenosos de tamanho areia média, bem selecionada e com os menores teores de MOT e $CaCO_3$ quando comparados à fácies anterior. Presença de lentes arenosas e estruturas do tipo *flaser*. A partir de 4.570 anos Cal AP, inicia a colonização por *Laguncularia racemosa.*

Essa fácies foi associada ao aumento de fluxos energéticos propiciados por evento regressivo. As médias de COT, $\delta^{13}C$, NT, $\delta^{15}N$ e da razão C/N foram, respectivamente de: 1,6%, -25,8‰PDB, 0,07%, 2,45‰ Ar e 23,77. Observou-se a

ausência de preservação de pólen e esporos entre 40 e 20 cm (3.101 – 1.469 anos Cal AP).

5.3.3.4 Fácies mfAr (Areias muito finas com bioturbação) – Estuário (1.795 - atual):

Está localizado entre 25 cm e seu topo. É caracterizada por ser composta de areias muito finas com poucos níveis de areias finas e médias. Os níveis de MOT e $CaCO_3$ são elevados, sendo que os dados de MOT alcançaram composições superiores a 20% e a média dos níveis de $CaCO_3$ foi de 7,8% com picos próximos a 26% nos sedimentos atuais.

Observou-se a presença de bioturbações (cavidade preenchidas por areias). Marca o início da colonização do manguezal por *Avicennia schaueriana*. As médias de COT, $\delta^{13}C$, NT, $\delta^{15}N$ e da razão C/N foram, respectivamente de: 1,85%, -26,3‰PDB, 0,09%, 3,27‰Ar e 18,7.

A porção mais recente se encontra sob influência de atividades econômicas nas adjacências, como plantações e tanques de carcinicultura, conforme apontado por Santos (2016) e Santos & Barcellos (2017).

O caráter regressivo/progradante identificado a partir de 4.500 Anos cal A.P. também foi indicado por Alves & Rossetti (2017), em estudo de cordões arenosos da costa da Paraíba (Nordeste do Brasil) nos últimos 2.000 anos A.P. Fontes et al. (2017), também identificaram o padrão progradante no Holoceno recente na costa sudeste do Estado da Bahia.

França et al. (2012); (2013), indicam a presença de manguezais na costa da ilha de Marajó, Norte do Brasil, desde o Holoceno médio, assim como Fontes et al., (2017) também indicam a presença de manguezais desde o holoceno médio na costa sul do Estado da Bahia. Boski et al. (2015), também indica a presença de manguezais na costa do Estado do Rio Grande do Norte (Estuário Potengi-Jundiai), desde 8.000 Anos A.P.

Segundo análise em conjunto dos vários parâmetros estudados pode-se dividir os testemunhos nas seguintes fácies, quanto a distribuição dos taxa palinológicos encontrados apresentados no quadro 8.

Quadro 8 - Associação de fácies e assembleia polínica do testemunho T5

Zonas Palinológicas / Idade	**Taxa**	**Descrição sedimentar**	**Sistemas deposicionais**
T5-I / >7.000 anos cal. AP	Herbáceos (78%); Arbóreos/arbustivos (14%); Palmeiras (6%) e esporos de fungos (1%).	Níveis variando entre silte à areias finas e muito finas, granodecrescência ascendente, alguns níveis com fragmentos vegetais, algumas lentes arenosas	Lago -Laguna
T5-II / ~7.003 anos cal AP e ~6.903 anos cal AP	Herbáceos (± 62%); Arbóreos e arbustivos (± 24%); manguezal (± 5,5%); Palmeiras (2%) e esporos de fungos (2,5%)	Níveis variando entre silte à areias finas e muito finas, granodecrescência ascendente, alguns níveis com fragmentos vegetais, algumas lentes arenosas	Laguna
T5-III / 6.903 anos cal AP a ~3.101 anos cal AP	Herbáceos (± 63,1%); Manguezal (21,2%); Arbóreos e arbustivos (15,3%); Palmeiras (3%); Microforaminíferos (1,65%) e esporos de briófitas e pteridófitas (0,3%)	Sedimentos heterolíticos com alternância entre areias médias à finas e sedimentos lamosos. Presença de lentes arenosas e estruturas do tipo *flaser*.	Praia/Canais de maré
T5-IV /~3.101 anos cal AP a 1.469 anos cal AP	---	Sedimentos arenosos de granulação dominantemente areia média, bem selecionadas e ricas em micas. Apresentam	Praia

		estruturas cruzadas com níveis de minerais pesados. Fragmentos de conchas	
T5-V / > ~1.469 anos cal AP	Herbáceos (50,7%); Manguezais (22,3%); Palmeiras (11,3%); árvores e arbustos (10,3%); Esporos de briófitas e pteridófitas (1,3%); Esporos de fungos (3%) e foraminíferos (2,3%)	Areias muito finas com poucos níveis de areias finas e médias. Presença de bioturbação. Fragmentos de conchas	Estuário

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Suguio et al. (2013), estudando indicadores de mudanças de nível do mar na costa de Pernambuco e Paraíba, indica que o mar alcançou nível máximo em torno de 3m entre 5.000 e 4.000 anos A.P. Nesse trabalho os autores também identificaram o início da colonização de manguezal na costa de Pernambuco, em torno de 7.000 anos AP, corroborando os dados encontrados e discutido na presente tese. Os resultados que indicaram a idade de implantação das florestas de manguezais na área do estuário do rio Formoso, poderão subsidiar outros estudos de variação do nível do mar para a costa nordeste do Brasil.

Os estudos de multi-parâmetros desenvolvidos na costa de Pernambuco, apresentou resultados inéditos no que concerne o uso de dados sedimentológicos, palinológicos e isotópicos para compreender a evolução paleoambiental do Holoceno médio costeiro. São escassos os estudos deste tipo na cosa nordeste do Brasil, como também foi indicado por Fontes et al. (2017).

Os resultados corroboram as curvas de nível do mar propostos atualmente, quanto à distribuição espaço temporal registrada nos testemunhos T3, T4 e principalmente T5, de acordo com o observado na literatura para ambientes costeiros brasileiros análogos (MARTIN et al., 2003; ÂNGULO et al., 2006; SUGUIO et al., 2013).

6 CONCLUSÕES

6.1 PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA – BAIXO ESTUÁRIO DO RIO CAPIBARIBE:

Os altos teores de MOT indicam a forte contribuição fluvial desse sistema para o setor inferior do estuário e plataforma continental interna adjacente.

Os dados analisados na desembocadura do sistema estuarino do rio Capibaribe indicaram composição de matéria orgânica de origem mista tendendo à continental (MOMC); matéria orgânica de origem mista tendendo à marinha (MOMM); e matéria orgânica de origem predominantemente marinha (MOM).

A matéria orgânica de origem continental foi classificada como de ambientes de pântano-salino, de origem de plantas terrestres, solos e plâncton de água doce. A MO foi relacionada aos eventos de intensificação pluviométrica nas bacias hidrográficas dos rios Capibaribe, Beberibe e bacia do Pina.

Os dados da razão C/N indicaram uma mistura de matéria orgânica de origens autóctone e alóctone, indicando importante contribuição de matéria orgânica de origem vegetal terrestre nos sedimentos transportados do estuário do rio Capibaribe para a plataforma continental interna adjacente ao sistema estuarino.

Os resultados da razão isotópica $\delta^{13}C$ indicaram que houve uma predominância de carbono de origem C_3, o que permitiu interpretar como um ambiente de influência mista.

Os dados isotópicos $\delta^{15}N$ indicaram fontes de MO de origem de plantas terrestres do tipo C_3, assim como de algas e plâncton marinhos, em alguns níveis. Indicaram também níveis poluídos com a presença de fertilizantes oriundos de sistemas de plantações e dejetos de animais e humanos em alguns níveis do testemunho, relacionadas à fácies mLa.

O estudo das fácies deposicionais permitiu melhor compreender como as modificações físicas no complexo portuário do Porto do Recife a partir de 1909, a qual estabeleceu um novo padrão de circulação e deposição de sedimentos a partir da

construção de estruturas de engenharia costeira na área, influenciaram na deposição de sedimentos arenosos terrígenos e a consequente diminuição de aporte desse material arenoso em direção à costa norte de Pernambuco, intensificando os processos de erosão costeira da costa do município de Olinda.

As transformações na área portuária do Recife e as profundas modificações ocorridas no bairro do Recife no início do século XX, adicionada a ausência de planejamento mais integrado das intervenções urbanas e portuárias, constituíram a geração de significativos impactos ambientais na costa local. Tais mudanças influenciaram os processos erosivos e deposicionais, sendo preservada em seu histórico sedimentar.

O estudo de multi-parâmetros possibilitou melhor compreender as mudanças deposicionais ocorridas na área do baixo estuário do rio Capibaribe, sob a ótica da influência antrópica na produção e dinâmica deposicional de sedimentos em um ambiente de importância histórica para a costa brasileira, como a área portuária da cidade de Recife.

6.2 SISTEMA ESTUARINO DO RIO FORMOSO:

A análise em conjunto dos parâmetros estudados na presente pesquisa permitiu concluir que:

Quanto à análise de fácies sedimentares:

As variações do nível do mar nos últimos 7.200 anos foram responsáveis por mudanças deposicionais e ambientais no sistema estuarino do rio Formoso, na porção sul da costa de Pernambuco, Nordeste do Brasil.

A análise em conjunto dos vários parâmetros estudados na presente pesquisa possibilitou a interpretação paleoambiental da seguinte forma:

Entre 7.214 – 6.712 anos Cal. AP, o paleoambiente foi caracterizado como um sistema transicional lago/laguna costeira.

Entre 6.712 – 4.570 anos Cal. AP o paleoambiente foi caracterizado como um sistema praia / canal de maré. Sendo sotoposto por um sistema praial em aproximadamente 4.570 – 1795 anos Cal AP.

O sistema estuarino atual se estabeleceu, a partir de 1.795 anos Cal. AP.

Quanto às zonas palinológicas do T5:

As variações na composição da vegetação nos últimos 7.200 anos no estuário do rio Formoso refletem a forte influência das variações no nível do mar local, as quais foram responsáveis por modificações na paleogeografia costeira, assim como as oscilações climáticas nas temperaturas e teor de umidade da atmosfera, marcados por áreas de expansão e/ou retração de campo e florestas.

As modificações na composição da vegetação indicaram sua estreita relação com eventos transgressivos e regressivos marinhos, assim como as mudanças entre os ambientes continentais e costeiros a partir de um sistema de lagos migrando para lagunas costeiras, canais de maré, restingas e o atual estuário do rio Formoso.

A estabilização do nível do mar acima da atual zona de interflúvio entre o sistema fluvial do rio dos Passos (afluente do rio Formoso) e sistema estuarino do rio Sirinhaém, localizado ao norte do ponto estudado, entre 6.712 e 4.570 anos cal AP. possibilitou um aumento na energia do transporte sedimentar entre os dois sistemas. Esse sistema seria análogo ao sistema estuarino de Suape anterior as modificações causadas pelo porto, com os rios Formoso e Sirinhaém desaguando em uma ampla laguna costeira.

Os resultados que indicaram a idade de implantação das florestas de manguezais na área do estuário do rio Formoso, poderão subsidiar outros estudos de variação do nível do mar para a costa nordeste do Brasil.

A elevação nos percentuais da família Poaceae nos sedimentos recentes indicam a estreita relação de influência antrópica nas mudanças recentes da composição vegetal da área de estudo.

Os estudos de multi-parâmetros desenvolvidos na costa de Pernambuco, apresentou resultados inéditos no que concerne o uso de dados palinológicos e isotópicos para compreender a evolução paleoambiental do Holoceno médio costeiro.

Os resultados corroboram as curvas de nível do mar propostos atualmente, quanto à distribuição espaço temporal registrada nos testemunhos T3, T4 e principalmente T5, de acordo com o observado na literatura para ambientes costeiros brasileiros análogos.

6.3 CONCLUSÕES GERAIS – INTEGRAÇÃO DOS DADOS

Somente foi possível realizar uma análise em conjunto dos dados de ambos estuários estudados para os últimos 1.000 anos, haja vista a diferença entre as datações obtidas para ambos os sistemas estuarinos.

Foi observado que ambos os sistemas estuarinos apresentaram um caráter regressivo/progradante nos últimos 1.000 anos cal A.P, assim como indicado por outros autores na costa nordeste do Brasil. Esse sistema progradante foi mais evidente nas áreas dos baixos estuários dos rios Capibaribe e Beberibe, dadas as intensas modificações na superfície do solo nas bacias desses rios e as mudanças históricas na costa desse ambiente, as quais propiciaram um aumento na produção de sedimentos terrígenos nas últimas centenas de anos.

O aumento no número de pólen de representantes de famílias de cana-de-açúcar e milho (família Poaceae) nos sedimentos mais recentes do sistema deposicional do estuário do rio Formoso, indicaram que houve uma forte influência antrópica na paisagem e nos depósitos sedimentares atuais, assim como ficou evidente essa influência antrópica, da mesma forma, para as mudanças no sistema deposicional do baixo estuário do rio Capibaribe.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, A.V.; SILVA, I.M.M.D.; CÂMARA, C.A. G.; MEUNIER, I.M.J.; SANTOS, S.M.D.; SOUZA, T.S.D.; CU. Praia da madeira do Recife: Centro de armazenamento e embarque das madeiras da Mata Atlântica do Norte no Séc. XVIII. **Mneme - Revista de Humanidades**, v. 8, n. 20, p. 68-102, 2006.

ALVES, F. C; ROSSETTI, D. F. Late Holocene coastal dynamics and relative sea-level changes in the littoral of Paraíba, northeastern Brazil. Progress in Physical Geography. 2017. DOI: 10.1177/0309133317709744.

ALVES, C. S. **Sedimentação atual e comportamento da matéria orgânica no sistema estuarino do rio Goiana (PE-PB)**. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação Geociências. 78 p. 2016.

AMARAL, P. G. C. do.; GIANNINI, P. C. F.; SYLVESTRE, F.; PESSENDA, L. C. R. Paleoenvironmental reconstruction of a Late Quaternary lagoon system in Southern Brazil (Jaguaruna region, Santa Catarina state) based on multi-proxy analysis. **Journal of Quaternary Science**, Hoboken, v. 27, n. 2, p. 181-191, 2012.

AMORIM, J.V.A.; SILVA, T.L.S.; BARBOSA, J.A.; CORREIA FILHO, O.J.; SANTANA, F.R.; CARVALHO, R.B.F.; CORREIA, A.M.L. Pernambuco Basin Pyroclastics: Lithological Systematic Analysis. In: VI SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, São Paulo. Anais, 2015.

ANGULO, R. J., LESSA, G. L. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Parananguá and Cananéia regions, *Marine Geology*, **140**: 141-166. 1997.

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

APPLEBY, P. G.; OLDFIELD, F. **Application of Lead-210 to sedimentation studies**. In: IVANOVICH, M.; HARMON, R. S. (eds.) Uranium-series disequilibrium. New York: Oxford Science, 1992. p. 731-778.

ARAÚJO, T. C. M; LIMA, J. A. P. **Erosão costeira no município de Tamandaré, sul do Estado de Pernambuco**: descaracterização ambiental e implicações para a atividade turística. 2009.

ARAÚJO, A. M.; PIRES, T. T. Simulação Exploratória dos Efeitos das Marés na Circulação e Transporte Hidrodinâmicos da Bacia do Pina. **RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos Volume 3 n.3 Jul/Set 1998, 57-71**, v. 3, p. 57–71, 1998.

ARAVENA, R.; EVANS, M. L.; CHERRY, J. A. Stable isotopes of oxygen and nitrogen in source identification of nitrate from septic systems. **Ground water,** v.31, n.2, p. 180-186. 1993.

ARRUDA, G.N. **Avaliação das concentrações recentes e históricas de metais pesados nos sedimentos de fundo do estuário do rio Formoso, Pernambuco**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. 90 p. 2010.

ASSIS, A. M.; THOMAZ, L. D.; PEREIRA, O. J. Florística de um trecho de floresta de restinga no município de Guarapari, Espírito Santo, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, v.18, n.1, p.191-201, 2004.

ASSUMPÇÃO, J & NASCIMENTO, M. T. Estrutura e composição florística de quatro formações vegetais de restinga no complexo lagunar Grussaí/ Iquipari, São João da Barra, RJ, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, v.14, n.3, p.301-315, 2000.

BARCELLOS, R. L. **Distribuição da matéria orgânica sedimentar e processo sedimentar atual no sistema Estuarino Lagunar de Cananéia Iguape, SP**. Tese de Doutorado Instituto Oceanográfico da USP 187p. 2vs. 2005.

BARCELLOS, R. L.; ALVES, C. S.; FETTER FILHO, A. F. H**. Geoquímica e Dinâmica Sedimentar do Sistema Estuarino do Rio Goiana**. 1. ed. Saarbrücken, Alemanha: NEA- Edições, 2016. v. 1. 89p.

BARCELLOS, R. L; FURTADO, V. V. Organic Matter Contents and Modern Sedimentation at São Sebastião Channel, São Paulo State, South-Eastern Brazil. **Journal of Coastal Research**., v. SI: 39: 1073-1077. 2006.

BARCELLOS, R. L.; CAMARGO, P. B.; GALVÃO, A; WEBER, R.R. Sedimentary organic matter in cores of Cananéia-Iguape lagoonal-estuarine system, São Paulo State, Brazil. **Journal of Coastal Research**, Special Edition n° 56: 1335-1339. 2009.

BARCELLOS, R. L.; XAVIER, D. A.; FIGUEIRA, R. C. L.; FRANCA, E. J.; SCHETTINI, C. A. F.. Changes of Estuarine Sedimentation Patterns by Urban Expansion: The Case of Middle Capibaribe Estuary, Northeastern Brazil. **International Journal of Geosciences**, v. 08, p. 514-535, 2017.

BARBERI, M.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; SUGUIO, K. Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Águas Emendadas”, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 13, p. 241-254, 2000.

BARBOSA, J.A.; MAIA, M.F.; LIMA FILHO, M.; MAGALHÃES. J.R.; CORREIA FILHO, O.J. Seismic stratigraphy of the onshore portion of Pernambuco Basin: evidence of break up during Middle Albian for the South Atlantic Rift in Northeast Brazil. In: AAPG Annual Exhibition and Convention, Houston. Search and Discovery Article #30324. doi: 10.13140/RG.2.1.2943.2809, 2014.

BARRETO, H. T; SUMMERHAYES, C. P. Oceanography and suspensed matter of northeastern Brazil. **Journal of Sedimentary Petrology**, 45 (4): 822-833. 1975.

BARRIE, A.; PROSSER, S. J. Automated analysis of light-element stable isotopes by isotope ratio mass spectrometry. In: BOUTTON, T. W.; YAMASAKI, S. (Ed.). **Mass spectrometry of soils.** New York: Mercel Dekker, 1996. p. 1-46.

BARTH-SCHATZMAYR, O. M.; BARROS, M. A. Palinologia. In: CARVALHO, I. S. (Ed.).
Paleontologia. Rio de Janeiro: Interciência, 2011. v. 2, p. 181-194.

BEHLING, H. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. **Journal of Paleolimnology**, Dordrecht, v. 14, p. 253- 268, 1995.

BEHLING, H.; PILLAR, V. D.; BAUERMANN, S. G. Late Quaternary grassland (Campos), gallery forest, fire and climate dynamics, studied by pollen, charcoal and multivariate analysis of the São Francisco de Assis core in western Rio Grande do Sul (southern Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v. 133, p. 235-248, 2005.

BEZERRA, F. H. R; BARRETO, A. M. F. SUGUIO, K. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. **Marine Geology** 196(2003) 73-89

BIGGS, R. B; HOWELL, B. A. The estuary as a sediment trap: alternate approaches to estimating its filtering efficiency. In: Kennedy V. S. (ed) **The estuary as a filter**. Academic Press, Orlando, FL, p 107–129. 1984.

BIGARELLA, J. J. Reef sandstones from northeastern Brazil (A survey on sedimentary structures). **Anais da Acad. Bras. Ciênc.**,47(Supl.):395-409. 1975.

BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil). In: SUGUIO, K.; FAIRCHILD, R.T.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. eds. **Proceedings of the "1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary"**, São Paulo, p. 232-253. 1979.

BORBOREMA, A. C. B. A.; ANDRADE, H. J. L. F.; SÁ, L. A. C. M. **Da Cartografia dos antigos engenhos à cartografia holandesa e portuguesa**. Anais do I simpósio Brasileiro de Cartografia Histórica. **Anais**...2011. Disponível em: <https://www.ufmg.br/rededemuseus/crch/simposio/BORBOREMA_ANA_CLAUDIA_B_ET_AL.pdf>

BORGES, M. E. N. **Palinoestratigrafia e isótopos estáveis do Jurássico da Bacia Algarvia e da Carrapateira.** Tese de Doutorado, Universidade do Algarve, Portugal. Vol. I, 298 p. 2012.

BOSKI, T. BEZERRA F.H.R; PEREIRA L, SOUZA A.M; MAIA, R.P; LIMA-FILHO FP. Sea-level rise since 8.2ka recorded in the sediments of the Potengi–Jundiai Estuary, NE Brasil. **Marine Geology** 365:1–13. 2015.

BOUILLON, S. et al. Carbon and nitrogen stable isotope ratios of subtidal benthic invertebrates in an estuarine mangrove ecosystem (Andhra Pradesh, India). **Estuarine, Coastal and Shelf Science,** v. 54, n. 5, p. 901-913, 2002.

BOULHOSA, M. B. M. Morfologia, sedimentologia e índices de sensibilidade ambiental ao derramamento de óleo na região portuária de Vila do Conde – Barcarena – PA. **Relatório do Programa de Capacitação Institucional- PCI**/MPEG. 2007.

BOUTTON, T. W. Stable carbon isotope ratios of natural materials. II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environments. In: Coleman DC, Fry B, editors. Carbon Isotope Techniques. New York: Academic Press. p 155–71. 1991.

BOUTTON, T. W. Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In: BOUTTON, T. W.; YAMASAKI, S. (Ed.). **Mass spectrometry of soils.** New York: Mercel Dekker, 1996. p. 47-82.

BORGES, M. E. N. **Palinoestratigrafia e isótopos estáveis do Jurássico da Bacia Algarvia e da Carrapateira.** Tese de Doutorado, Universidade do Algarve, Portugal. Vol. I, 298 p. 2012.

BOYLES, J.M., SCOTT, A.J., AND RINE, J.M., 1986, A logging form for graphic descriptions of core and outcrop: **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 56, p. 567–568.

BRANNER, J.C. Geology of the northeast coast of Brazil. **Geological Society of America. Bulletin.** 13:41-98. 1904.

BROECKER, W. S. Radiocarbon. In: TUREKIAN, K. K.; HOLLAND, H. D. (Ed.). **Treatise**
on geochemistry. San Diego: Elsevier, 2003. v. 4, p. 245-260.

BUSO JUNIOR, A. A.; PESSENDA, L. C. R.; DE OLIVEIRA, P. E.; COHEN, M. C. L.; GIANNINI, P. C. F.; SCHIAVO, J. A.; ROSSETTI, D. F.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; OLIVEIRA, S. M. B.; LORENTE, F. L.; BOROTTI FILHO, M. A.; BENDASSOLLI, J. A.; SIQUEIRA, J. S. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate dynamics and Amazonian taxa at Atlantic Rainforest – Linhares, ES, southeastern Brazil. **Radiocarbon**, New Haven, v. 55, p. 1747-1762, 2013a.

BUSO JUNIOR, A. A.; PESSENDA, L. C. R.; DE OLIVEIRA, P. E.; GIANNINI, P. C. F.; COHEN, M. C. L.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; OLIVEIRA, S. M. B.; FAVARO, D. I. T.; ROSSETTI, D. F.; LORENTE, F. L; BOROTTI FILHO, M. A.; SCHIAVO, J. A.; BENDASSOLLI, J. A.; SIQUEIRA, J. S. From an estuary to a freshwater lake: a paleo-estuary evolution in the context of Holocene sea-level fluctuations, southeastern Brazil. **Radiocarbon**, New Haven, v. 55, p. 1735-1746, 2013b.

CABRAL, R. C.; PONTUAL, V. **Transformações do território e representações cartográficas: o Istmo de Olinda e Recife, Brasil,** IV Simpósio Luso-brasileiro de cartografia histórica. Cidade do Porto, Portugal. ANAIS. 2011.

CAETANO, J. Mapas de Olinda e Recife. Biblioteca Nacional do Rio de Janeiro. 1759.

CALDAS, L. H. O; OLIVEIRA JR, J. G; MEDEIROS, W. E; STATTEGGER, K; VITAL, H. Geometry and evolution of Holocene transgressive and regressive barriers on the semi-arid coast of NE Brazil. **Geo-Mar Lett**. 26:249–263. 2006. DOI 10.1007/s00367-006-0034-2

CÂMARA, A. D; ROLIM, A. L. O; CÂMARA, C. D; TRINDADE, I. L; PEREIRA, J. N. A. O porto do Recife e a preservação da paisagem cultural. Relatório de solicitação de preservação histórica do Porto do Recife ao IPHAN. 2012.

CARVALHO, D. A. et al. Florística e estrutura da vegetação arbórea de um fragmento de floresta semidecidual às margens do reservatório da usina hidrelétrica Dona Rita, Itambé do Mato Dentro, MG. **Acta Botanica Brasilica**, v.14, n.1, p.37-55, 2000.

CARVALHO, R.F; COUTINHO, P.N. Evolução da área da Lagoa Olhos-d'agua (Recife, PE). In: **Simp. Reg. Geol**., 9, Natal, 1979. *Atas...* Natal, SBG. p. 180-201. 1979.

CARVER, R.E. (ed.) **Procedures in Sedimentary Petrology**. Wiley Interscience, p. 49-69. 1971.

CASTRO, L. A. Porto do Recife: Síntese retrospectiva de sua evolução, In: **Revista Quebra-mar**, Recife, jun/ago. 1976.

CHANG, C. C. Y.; McCORMICK, P. V.; NEWMAN, S. ELLIOTT, E. M. Isotopic indications of environmental changes in a subtropical wetland. **Ecological Indicators**, vol.9, p. 825-836. 2009.

CLOERN, J. E.; CANUEL, E. A.; HARRIS, D. Stable carbon and nitrogen isotope composition of aquatic and terrestrial plants of the San Francisco Bay estuarine system. **Limnology and Oceanography**, Waco, v. 47, n. 3, p. 713–729, 2002.

COHEN, M. C. L.; FRANÇA, M. C.; ROSSETTI, D. F.; PESSENDA, L. C. R.; GIANNINI,P. C. F.; LORENTE, F. L.; BUSO JUNIOR, A. A.; CASTRO, D.; MACARIO, K. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 415, p. 48-58, 2014.

COLINVAUX, P.; DE OLIVEIRA, P. E.; PATIÑO, J. E. M. **Amazon pollen manual and atlas***.* Amsterdam: Harwood Academic Publications, 1999. 332 p.

CONTI, L.A. & FURTADO, V.V. 2006. Geomorfologia da plataforma continental do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira deGeociencias,* 36(2):305-312.

COLBY, N. D; BOARDMAN, M. R. Depositional evolution of a windward, high-energy lagoon, Grahams Harbour, San Salvador, Bahamas: **Journal of Sedimentary Petrology**. V. 59, p. 819-834. 1989.

CORREIA FILHO, O. J. **Análise de estruturas compressionais na região onshore da Bacia Pernambuco, NE do Brasil - possíveis influências no potencial petrolífero**. Dissertação (Mestrado) Pós-Graduação Geociências – UFPE., 2017. 160 p.

COSTA, J.V. **A marinha em Pernambuco**. Recife, Companhia Editora de Pernambuco, 1987. 211p.

COSTA, D. F. S; ROCHA, R. M; CESTARO, L. A. Phytoecological analysis and zonation of mangrove of the hypersaline estuary. **Mercator**, Fortaleza, v. 13, n. 1, p. 119-126, jan./abr. 2014.

COUTINHO, P.N. **Geologia da Plataforma Continental Alagoas-Sergipe**. Tese de Livre Docência (Universidade Federal de Pernambuco) Recife. 119p. 1976.

COUTINHO ET al., 1994. **Coastal Quaternary of Pernambuco, Brazil**. 14Th. International Sedimentological Congress, Recife, Abstracts, D-31.

CPRH. **Diagnóstico socioambiental da APA de Guadalupe.** 1998. Disponível em: *www.cprh.pe.gov.br/downloads/socio-ambiental1.doc . Acesso em 2 de junho de 2016.*

CRUZ, F. W.; VUILLE, M.; BURNS, S. J.; WANG, X.; CHENG, H.; WERNER, M.; EDWARDS, R. L.; KARMANN, I.; AULER, A. S.; NGUYEN, H. Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. **Nature Geoscience**, London, v. 2, p. 210-214, 2009.

CUNHA, I. Gestão ambiental e atividade portuária, In*:* **Portos no Ambiente Costeiro**. Ícaro Cunha (ed.). Santos: Editora Universitária Leopoldianum. 128p. 2004.

DALRYMPLE, R.W., ZAITLIN, B.A., BOYD, R. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. **J. Sediment**. Res. 62, 1130 - 1146. 1992.

DEAN, W. **A ferro e fogo**: a história da devastação da Mata Atlântica brasileira. Tradução C.K. Moreira. São Paulo: Companhia das Letras. 1996 [1995].

DELGADO, J; BOSKI, T*;* NIETO, J. M; PEREIRA, L; MOURA, D; GOMES, A; SOUSA, C; GARCÍA-TENORIO, R. Sea-level rise and anthropogenic activities recorded in the late Pleistocene/Holocene sedimentary infill of the Guadiana estuary (SW Iberia)*.* **Quaternary Science Reviews. 33***,* 121–141*.* 2012*.*

DELIBRIAS, C. & LABOREL, J. Recent variations of sea-level along the brazilian coast. **Quaternária***,* p. 45-49. 1971.

DEMAREST, J.M., AND KRAFT, J.C. Stratigraphic record of quaternary sea levels: implication for more ancient strata, In: NUMMEDAL, D., PILKEY, O.H; HOWARD J.D. (eds.): **Sea-level Changes and Coastal Evolution**: SEPM, Special Publication 41, p. 223–239. 1987.

DOMINGUEZ, J. M. L., BITTENCOURT, A. C. S. P., LEÃO, Z. M. A. N., Geologia do Quaternário costeiro do Estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências,* **20**: 208-215. 1990.

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

DRAKE, D.E., CACCHIONE, D.A. Seasonal variation in sediment transport on the Russian River shelf, California. **Cont. Shelf Res**., 4, 495—514. 1985.

ERDTMAN, G. The acetolysis method. Svensk. **Botanisk Tidsskrift** 54:561–4. 1960.

EMBRAPA. **Zoneamento Agroecológico do Estado de Pernambuco. Recife. Acesso em 20 de maio de 2016. Em** https://www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/territorio_mata_sul_pernambucana/arvore/CONT000fbz2ztdp02wx5eo0sawqe3pnj28n6.html

FAEGRI, K.; IVERSEN, J. **Texbook of Pollen analysis***.* New York: John Wiley, 1989. 486 p.

FERRAZ-VICENTINI, K. R.; SALGADO-LABOURIAU, M. L. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 9, n.3/4, p. 207-219, 1996.

FERREIRA. A. V. J. **Mapeamento e estudo petrológico de arenitos de praia (*beachrocks*): Evidências da variação no nível do mar no Holoceno, na costa central de Pernambuco.** Tese de doutorado do Programa de Pós-graduação em Geociências. UFPE. Recife. 2010. 145p

FIGUEIRA, R. C. L.; SILVA, L. R. N.; FIGUEIREDO, A. M. G.; CUNHA, I. I. L. Goiana, Ten Years Later.Instrumental analysis by gamma spectrometry of low level Cs-17 in marine samples. **IAEA**, Vienna, v. 7, p. 327-329, 1998.

FONTES, N. A; MORAES, C. A; COHEN, M. C. L; ALVES, I. C. C; FRANÇA, M. C; PESSENDA, L. C. R; FRANCISQUINI, M. I; BENDASSOLLI, J. A; MACARIO, K; MAYLE, F. The impacts of the middle Holocene high sea-level stand and climatic changes on mangroves of the Jucuruçu river, southern Bahia – Northeastern Brazil. Radiocarbon, 2017, p. 1–16 DOI:10.1017/RDC.2017.6

FOLK, R. L. & W. C. WARD. Brazos River Bar: Study of the Significance of Grain Size Parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, 27: 3-27. 1957.

FRANÇA M. C; FRANCISQUINI M.I; COHEN M.C.L; PESSENDA, L.C.R; ROSSETI DF, GUIMARÃES, J. SMITH, C.B. The last mangroves of Marajo´ Island—Eastern Amazon: impact of climate and/or relative sealevel changes. **Rev Palaeobot Palynol** 187:50–65. 2012.

FRANÇA, M. C.; COHEN, M. C. L.; PESSENDA, L. C. R.; ROSSETTI, D. F.; LORENTE,F. L.; BUSO JUNIOR, A. A.; GUIMARÃES, J. T. F.; FRIAES, Y.; MACARIO, K. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. **Catena**, Cremlingen, v. 110, p. 59-69, 2013.

FREITAS, H. A.; PESSENDA, L. C. R.; ARAVENA, R.; RIBEIRO, A. S.; BOULET, R. Late Quaternary vegetation dynamics in the Southern Amazon basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter. **Quaternary Research**, Oxford, v. 55, p. 39-46, 2001.

FREITAS, R.C.; BARCELLOS, R.L.; PISETTA, M.; RODRIGUES, M. & FURTADO, V.V. O Canal do Valo Grande e o assoreamento no sistema estuarino-lagunar de

Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo, Brasil. In:FURTADO, V.V. 1995. **Sedimentação Quaternária no Canal de São Sebastião**. Publ. Esp. Instituto Oceanográfico nº1. 2008.

FRANCISQUINI, M. I.; LIMA, C. M.; PESSENDA, L. C. R.; ROSSETTI, D. F.; FRANÇA,
M. C.; COHEN, M. C. L. Relation between carbono isotopes of plants and soils on Marajó Island, a large tropical island: implications for interpretation of modern and past vegetation dynamics in the Amazon region. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 415, p. 91-104, 2014.

GOUVEIA, S. E. M; PESSENDA, L. C. R; BOULET, R.; ARAVENA, R.; SCHEEL-YBERT, R. Isótopos do carbono dos carvões e da matéria orgânica do solo em estudos de mudança de vegetação e clima no Quaternário e da taxa de formação de solos do Estado de São Paulo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 71, p. 4-11, 1999.

GOUVEIA, S. E. M.; PESSENDA, L. C. R. Datation par le 14C de charbons inclus dans le sol pour l'étude du rôle de la remontée biologique de matière et du colluvionnement dans la formation de latosols de l'état de São Paulo, Brésil. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Series IIA. Earth and Planetary Science**,** Paris, v. 330, p. 133-138, 2000.

GRIMM, E. C. CONISS: a fortram 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of squares. **Computers and Geosciences***,* New York, v. 13, p. 13-35, 1987.

GUERREIRO JÚNIOR. **Álbum do Porto do Recife**. A2. Nº2. Recife. P 61-68. 1958.

HEDGES, J. I. & STERN, J. H. Carbon and nitrogen determination in carbonate-containing solids. **Limnology and Oceanography**. 29, 45-57. 1984.

HILTON, M.J. Sediment facies of an embayed costal sandy body, Paikiri, New Zealand. **Journal of Coastal Research**, 11: 529-547. 1995.

HYDE, H. A.; WILLIAMS, D. A. Right word. **Pollen Analysis Circular**, n. 8, p. 1-15, 1944.

HOLANDA, S. B. **Visão do Paraíso: os motivos edênicos no descobrimento e colonização do Brasi**l. São Paulo: Brasiliense; Publifolha, 2000.

JIMÉNEZ, J. A.; LUGO, A. E. **Avicennia germinans (L.) L. Southern Forest Experiment Station**. New Orleans, LA: U.S. Department of Agriculture, Forest Service. 2000, 6 p.

KEGEL, W. **Geologia do fosfato de Pernambuco***: Brasil.* Rio de Janeiro, Div. Geol. Min.. 54 p. (157). 1955.

KENNISH, M. J. **Estuarine and Marine Pollution, Practical Handbook**. CRC Press, 524 p. 1997.

KOMAR, P.D., NEUDECK, R.H. AND KULM, E.D. Observations and significance of deep-water oscillatory ripple marks on the Oregon continental shelf. In**: Shelf Sediment Transport: Process and Pattern** (Eds D.J.P. Swift, D.B. Duane and O.H. Pilkey), pp. 601— 624. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA. 1972.

KOSTER, H. **Viagens ao nordeste do Brasil**. 2ª ed., Recife: Secretaria de Educação e Cultura, 1978.

LABOREL, J. L. **Lês peuplements de madreporaires dês cotes tropicales du Brésil**. *Ann. Univ. d Abidjan,* serie E, II, fase. 3,260 p. 1969.

LAMB, A. L; GRAHAM, P. W. & LENG, M. J. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}C$ and C/N ratios in organic matter. **Earth-Science Reviews**: 75: 29-57. 2006.

LARSONNEUR (1977), C. La cartographie des dépots meubles sur le plateau continental français: mèthode mise au point et utilisée en Manche. **J. Rech. Oceonogra**., 2:34-39, 1977.

LEDRU, M.-P.; MOURGUIART, P.; CECCANTINI, G.; TURCQ, B.; SIFEDDINE, A. Tropical climates in the game of two hemispheres revealed by abrupt climatic change. **Geology**, Oslo, v.30, n.3, p.275-278, 2002.

LIMA, A. F. **A sedimentação quaternária na Enseada de Fortaleza, litoral norte do Estado de São Paulo**. Dissertação de Mestrado. São Paulo IOUSP. 138p. 1998.

LIMA, E. A. M. **Avaliação da qualidade dos sedimentos e prognóstico geoquímico ambiental da zona estuarina do Rio Botafogo, Pernambuco.** Tese de Doutorado. Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências. Universidade Federal de Pernambuco, 155 p. 2008.

LIMA, W.M. Situação Geográfica do Porto do Recife. **Quebra-mar:** revista informativa do Porto do Recife. Recife, a.5, n.14/15, p. 47-51, 56-61, out/dez 1979, jan/ago 1980.

LIRA, L; ZAPATA, M.C; FONSECA, V.G. 1979. Aspectos da dinâmica do estuário do rio Formoso, PE. **Cadernos Omega da Universidade Federal de Pernambuco** 3 (1/2): 133-156.

LIRA, L; FONSECA, V. G. 1980. Composição e distribuição faciológica do estuário do rio Formoso- PE**. An. Univ. Fed. Rur. Pernambuco**.5: 77-104.

LORENTE, F. L. et al. Palynofacies and stable C and N isotopes of Holocene sediments from Lake Macuco (Linhares, Espírito Santo, southeastern Brazil): Depositional settings and palaeoenvironmental evolution. Palaeogeography, vol. 415, 69–82 p. 2014.

LORENTE. F. L. Caracterização paleoambiental de depósitos quaternários da costa norte do Estado do Espírito Santo (ES – Brasil): uma abordagem interdisciplinar. Tese (Doutorado – Programa de Pós-Graduação em Ciências – Centro de Energia Nuclear na Agricultura. USP: Piracicaba, 2015. 213 p.

LORENTE, F. L. et al. Palynofacies and stable C and N isotopes of Holocene sediments from Lake Macuco (Linhares, Espírito Santo, southeastern Brazil): Depositional settings and palaeoenvironmental evolution. **Palaeogeography**, vol. 415, 69–82 p. 2014.

MABESOONE, J. M. Origin and Age of the sandstone reffs of Pernambuco (northeastern Brazil). ***Journ. Sedim.***, 34(4) 715-726 p. 1964.

MABESOONE, J.M. Panorama geomorfológico do Nordeste brasileiro. **Geomorfologia***,* 56:16p. 1978.

MACKO, S. A.; ESTEP, M. L. Microbial alteration of stable nitrogen and carbon isotopic compositions of organic matter. **Organic Geochemistry**, Amsterdam, v. 6, p. 787-790, 1984.

MAHIQUES, M. M. de. Dinâmica Sedimentar atual nas Enseadas da Região de Ubatuba, Estado de São Paulo. **Bol Inst. oceanogr**., v.43, n°2: 111-122. 1995.

MAIA, M.FB. Revisão estratigráfica do intervalo Aptiano-Albiano da Bacia de Pernambuco, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 226 p 2012a.

MAIA, M.F.B.; BARBOSA, J.A.; LIMA FILHO, M.; MORT, H.P; SANTANA, F.R. Características petrográficas e geoquímicas das Formações siliciclásticas (Aptiano-Albiano) da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. **Estudos Geológicos,** v.22(1), 2012.

MANSO, V. A. V; CORREA; I. C. S; GUERRA. N. C. Morfologia e sedimentologia da plataforma continental interna entre as praias de Porto de Galinhas e Campos – Litoral Sul de Pernambuco, Brasil. **Pesquisas em Geociências**. 30 (2): 17-25. 2003.

MANSO, V. A. V; VALENÇA, L. M; COUTINHO, P. N. & GUERRA, N. C. Sedimentologia da Plataforma continental, p. 59-86. In: ESKINAZI-LESSA, E.; NEUMANN-LEITÃO S. & COSTA, M.F. (orgs.) **Oceanografia um Cenário Tropical**. Recife, Ed. Bargaço. 761p. 2004.

MANSO V. A. V., COUTINHO, P. N., GUERRA, N. C; SOARES J. R. In: Pernambuco. Muehe D. (ed.) **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Ministério do Meio Ambiente Brasília, 179-196p. 2006.

MARCONDES, A. C. J. **Sedimentologia e Morfologia da Bacia do Pina, Recife-PE**. Dissertação de mestrado do Programa de Pós-graduação em Geociências. UFPE. Recife. 2009. 89p

MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; VILAS BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; GUIMARÃES, M.M.M. Coube de variations du niveau relatif de la mer au cours des 7.000 dernieres années sur um secteur homogène du littoral bréseilien (Nord de Salvador-Bahia). In: SUGUIO, K.; FATRCHILD, T.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. eds. **Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary***.* São Paulo, p. 264-274. 1979.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Fluctuating Holocene sea-levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and geometric indicators. **Journal of Coastal Research**, Tallahassee, v. 19, p. 101-124, 2003.

MARTIN, L; BITTENCOURT, A. C. S. P; VILAS-BOAS, G. S. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira - Datação do máximo da Penúltima Transgressão. **Rev. Ciências da Terra**, 3:16-17. 1982.

MARTINELLI, L. A.; PESSENDA, L. C. R.; ESPINOZA, E.; CAMARGO, P. B.; TELLES, E. C.; CERRI, C. C.; VICTORIA, R. L.; ARAVENA, R.; RICHEY, J.; TRUMBORE, S. Carbon-13 variation with depth in soils of Brazil and climate change during the Quaternary. **Oecologia**, Berlin, v. 106, p. 376-381, 1996.

MARTINELLI, L. A.; OMETTO, J. P. H. B.; FERRAZ, E. S.; VICTORIA, R. L.;CAMARGO, P. B.; MOREIRA, M. Z. **Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis.** São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 144 p.

MARTINS, S. E. M. **Geomorfologia e sedimentologia dos depósitos sedimentares recentes da porção superior do estuário do rio Pará (baía de Marajó, Amazônia)**. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2010. Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre - RS, 123 p. 2010.

MARTINS, S. E. M.; MENDES, A. C. Caracterização de depósitos sedimentares recentes da porção superior da baía de Marajó (margem leste do estuário do rio Pará, Amazônia). **Pesquisas em Geociências** (UFRGS. Impresso), v. 38, p. 168-180, 2011.

MARTINS, S. E. M.; CORREA, I. C. S**. Depósitos sedimentares recentes da porção superior da baía de Marajó (Amazônia)**. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário -ABEQUA, 2011, Búzios - RJ. XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário -ABEQUA, 2011.

MARTINS, S. E. M; BARCELLOS, R. L; FLORES-MONTES, M. J; FRANÇA, E. J. Depositional evolution in a lagoonal estuarine system under a port influence in Northeastern Brazil. **Journal of Coastal Research**. V. S I. p 83 – 87. 2016.

MATSUURA, Y.; WADA, E. Carbon and nitrogen stable isotope ratios in marine organic matters of the coastal ecosystem in Ubatuba, southern Brazil. **Ciência e Cultura**, Rio de Janeiro, v. 46, p. 141-146, 1994.

McCALLISTER, S. L.; BAUER, J. E.; DUCKLOW, H. W.; CANUEL, E. A. Sources of estuarine dissolved and particulate organic matter: a multi-tracer approach. **Organic Geochemistry,** v.37, p. 454-468. 2006.

MEADE, R. H. Transport and deposition of sediment in estuaries. ***Geological Society of America.*** **Memoir**. 133: 91 – 120. 1972.

MELO, J. C. **Relatório apresentado à Inspetoria Federal de Portos, Rios e Canais. Portos do Brasil**. Recife. 1919.

MEYERS, P. A. Preservation of source identification of sedimentary organic matter during and after deposition. **Chemical Geology***,* Amsterdam, v. 144, n. 3-4, p. 289-302, 1994.

MEYERS, P. A. Organic Geochemical Proxies of Paleoceanography, Paleoliminologic and Paleoclimatic Processes. **Organic Geochemistry** 27, 213-250. 1997.

MEYERS, P.A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. **Org. Geochem**. 34, 261–289. 2003.

MEYERS, P.A., ISHIWATARI, R. Lacustrine organic geochemistry—an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. **Org. Geochem**. 20 (7), 867–900. 1993.

MEYERS, P.A., TERANES, J.L. Sediment organic matter. In: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. **Physical and Geochemical Methods**, 2. Kluwer Academic, Dordrecht, pp. 239–269. 2011.

MILLIKEN, K. T., ANDERSON, J. B., RODRIGUEZ, A. B. Tracking the Holocene evolution of Sabine Lake through the interplay of eustasy, antecedent topography, and sediment supply variations, Texas and Louisiana: evidence for rapid change in estuarine environments. Responses of Upper Gulf Coast Estuaries to Holocene Climate Change and Sea Level Rise. In: ANDERSON, J.B., RODRIGUEZ, A.B. (Eds.), **Geological Society of America**, Special Paper 443. Geological Society of America (GSA), Boulder, CO, United States, pp. 65–88. 2008.

MILNE, G. A., LONG, A. J., BASSETT, S. E. 2005. Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. **Quaternary Science Reviews***,* **24**: 1183–1202

MIRANDA, L. B.; CASTRO FILHO, B. M. On The Salt Transport in The Cananéia Sea During a Spring Tide Experiment. **Revista Brasileira de Oceanografia**, São Paulo, SP, v. 44, n. 2, 1996, p. 123-133.

NITTROUER, C.A; AUSTIN, J. A; FIELD, M. E; KRAVITZ, J. H. SYVITSKI, J. P. M; WIBERG, P. L. **Continental margin sedimentation: From sediment transport to sequence stratigraphy**. Malden:Blackwell publishing. 2007. 549p.

MORAES, L.J. **Estudos geológicos do Estado de Pernambuco***.* Rio de Janeiro, Serv. Geol. Min. Brasil. 57 p. (32). 1928.

MULLER, G. **Methods in sedimentary petrography** (Part I). N. York., Hafner Publishing Co., 283p. 1967.

MUNSELL COLOR COMPANY. **Munsell Soil Color Charts**. Baltimore: Munsell Color Company. 1975

NASCIMENTO-SILVA, N. M. T. do. **Avaliação das concentrações de elementos químicos nos sedimentos de fundo do estuário do rio Formoso (PE).** Recife, 2009. 84 folhas: Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Geociências, 2008.

NASCIMENTO, L. V. L; PASSAVANTE, J. Z. O; NASCIMENTO-JUNIOR, E. P. **Área de proteção ambiental de Guadalupe: biometria e consumo foliar em** *rhizophora mangle* **linnaeus (rhizophoraceae) no rio dos passos (rio Formoso, pernambuco, brasil)** Technical and Scientific Bulletin of CEPENE. Tamandaré. 2009. 23p.

NEUMANN, V.H; MEDEIROS, C.L.; PARENTE, L.; NEUMANN-LEITÃO, S. & KOENING, M.L. 1998. Hydrodinamism, sedimentology, geomorphology and plankton at Suape Area (Pernambuco-Brazil) after a port complex implantation. **An. Ac. Bras. Cien***.*, 70: (2), 313-323.

NERY, J. R. C. **Determinação da taxa de sedimentação na foz do rio Amazonas usando o 210Pb como geocronômetro.** 2009. 156 f. Tese (doutorado) - Universidade essadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2009.

NETO A.M. **Modificações da zona costeira do extremo sul da Bahia nos últimos 150 anos, e sua relação com a sedimentação do banco de Abrolhos**. Tese de doutorado. Bahia: Universidade Federal da Bahia, 176 p. 2008.

OGSTON, AS., GUERRA, J. V., STERNBERG, R.W., Interannual variability of nearbed sediment flux on the Eel River shelf, northern California**. Cont. Shelf Res**., 24, 117-136. 2004.

OGRINC, N.; FONTOLAN, G.; FAGANELI, J. AND COVELLI, S. Carbon and nitrogen isotope compositions of organic matter in coastal marine sediments (Gulf of Trieste, N Adriatic Sea): indicators of sources and preservation. **Marine Chemistry**: 95: 163-181. 2005.

OGRINC, N. & FAGANELI, J. Phosphorus regeneration and burial in near-shore marine sediments (the Gulf of Trieste, northern adriatic Sea. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**: 67: 579-588. 2006.

OLIVEIRA-FILHO, A. T.; FONTES, M. A. L. Patterns of floristic differentiation among Atlantic forests in southeastern Brazil and the influence of climate. **Biotropica**, v.32, n.4b, p.793-810, 2000.

OLIVEIRA, T. S. **Processo sedimentar atual e distribuição da matéria orgânica no sistema estuarino dos rios Capibaribe, Beberibe e Bacia do Pina, Recife-Pe**. Dissertação de Mestrado. Pós-graduação em Oceanografia. Universidade Federal de Pernambuco – PE, 112 p. 2014.

OLIVEIRA, T. S; BARCELLOS, R. L.; SCHETTINI, C. A. F; CAMARGO, P. B. Processo sedimentar atual e distribuição da matéria orgânica em um complexo estuarino tropical, Recife, PE, Brasil. **Revista da Gestão Costeira Integrada**, v. 14, p. 399-411, 2014.

OWENS, N. J. P.; LAW, C. S. Natural variations in ^{15}N content of riverine and estuarine sediments. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, London, v. 28, p. 407-416, 1989.

PATCHINEELAM, S. R.; SMOAK, J. M. Sediment accumulation rates along the inner eastern Brazilian continental shelf. **Geo-Marine Letters**, v. 19, p. 196-201, 1999.

PEDROSA, F. J. A. **Aspectos da evolução de linha de costa e da paisagem litorânea do município de Olinda entre 1915 e 2004: Evidencias do Tecnógeno em Pernambuco**. Tese de doutorado. Recife: Universidade Federal de Pernambuco. 193 p. 2007.

PEIXOTO, A. L.; GENTRY, A. Diversidade e composição florística de mata de tabuleiro na Reserva de Linhares (Espírito Santo, Brasil). **Revista Brasileira de Botânica**, v.13, p.19-25, 1990.

PESSENDA, L. C. R.; RIBEIRO, A. de S.; GOUVEIA, S. E. M., ARAVENA, R.; BOULET, R.; BENDASSOLLI, J. A. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas regions, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. **Quaternary Research**, Oxford, v. 62, p. 183-193, 2004.

PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; FREITAS, H. A. de.; RIBEIRO, A. S.; ARAVENA, R.; BENDASSOLLI, J. A.; LEDRU, M-P.; SIEFEDDINE, A. F.; SCHEEL-YBERT, R. Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. dos S.; OLIVEIRA, P. E. (Ed.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p. 75-93.

PESSENDA, L. C. R.; DE OLIVEIRA, P. E.; MOFATTO, M.; MEDEIROS, V. B.; GARCIA, R. J. F.; ARAVENA, R.; BENDASSOLI, J. A.; LEITE, A. Z.; SAAD, A. R.; ETCHEBEHERE, M. L. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 ^{14}C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. **Quaternary Research**, Oxford, v. 71, p. 437-452, 2009.

PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; RIBEIRO, A. de S.; DE OLIVEIRA, P. E.;ARAVENA, R. Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbono isotopes and charcoal records in soils. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 297, p. 597-608, 2010.

PESSENDA, L. C. R.; VIDOTTO, E.; DE OLIVEIRA, P. E.; BUSO JR., A. A.; COHEN, M.C. L.; ROSSETTI, D. F.; RICARDI-BRANCO, F.; BENDASSOLLI, J. A. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 363-364, p. 57-68, 2012.

PESSENDA, Luiz Carlos Ruiz. Estudos interdisciplinares na reconstrução milenar da dinâmica climática, da vegetação e marinha no Brasil / Luiz Carlos Ruiz Pessenda; Antonio Álvaro Buso Junior; Susy E. M. Gouveia; Flávio de Lima Lorente; Mariah Izar Francisquini. - - 2. ed. rev. Piracicaba: CENA/USP, 2015. (Série Didática, v. 2). 153 p

PETERSON, B. J. & HOWARTH, R. W. Sulfur, carbon, and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuaries of Sapelo Island, Georgia. **Limnology and Oceanography**, 32 (6), 1195–1213 p. 1987.

PETTIJOHN, F. J. **Sedimentary Rocks**. Harper & Row, 3, ed., New York, NY, U.S.A., 628 p. 1975.

PONTUAL, V. Tempos do Recife: representações culturais e configurações urbanas. **Revista Brasileira de História**, v. 21, n. 42, p. 417–434, 2001.

PORTO DO RECIFE. Síntese retrospectiva do Porto do Recife. Recife. 2017. Acesso em 10 de junho de 2017. http://www.portodorecife.pe.gov.br/historia.php

QIAO, Y; YANG, Y; ZHAO, J; TAO, R; XU, R. Influence of urbanization and industrialization on metal enrichment of sediment cores from Shantou Bay, South China. **Environ. Pollut.**, 182: 28-36. 2013.

Quebra-mar: **Revista Informativa do Porto do Recife**. Recife, a. 3, n.9, p. 33 set/dez. 1977.

Quebra-mar: **Revista Informativa do Porto do Recife**. Recife, a. 3, n.10, p. 22 jan/jul 1978.

Quebra-mar: **Revista Informativa do Porto do Recife**. Recife, a. 4, n.11, p. 38 ago/dez/jan 1978/1979.

Quebra-mar: **Revista Informativa do Porto do Recife**. Recife, a. 5, n.14, p. 81 fev/set. 1980.

QUINTAS, F. Recife: Retalhos da história. (http://blog.culturanordestina.com.br/o-recife-retalhos-da-historia-fatima-quintas/). 2016. Acesso em 19 de abril de 2017

RAU, G. H.; TAKAHASHI, T.; DES MARAIS, D. J. Latitudinal variations in plankton δ13C: implications for CO2 and productivity in past oceans. **Nature**, London, v. 341, p. 516-518, 1989.

REBOUÇAS, A.C. Sedimentos da Baía de Tamandaré, Pernambuco. **Trab. Inst. Oceanográfico***,* Universidade Federal de Pernambuco. 718:187-206. 1965.

REIMER, P.J; BAILLIE, M.G.L; BARD, E; BAYLISS, A. BECK, J.W; BLACKWELL, P.G; BRONK, R. C; BUCK, C.E; BURR, G.S; EDWARDS, R.L; FRIEDRICH, M; GROOTES, P.M; GUILDERSON, T.P; HAJDAS, I; HEATON, T.J; HOGG, A.G;

HUGHEN, K.A; KAISER, K.F; KROMER, B; MCCORMAC, F.G; MANNING, S.W; REIMER, R.W; RICHARDS, D.A; SOUTHON JR; TALAMO, S; TURNEY, C.S.M; VAN DER PLICHT, J; WEYHENMEYER, C.E;. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years CAL BP. **Radiocarbon** 51(4):1111–50. 2009.

RODRIGUES, M.; MAHIQUES, M. M. de & TESSLER, M. G. Sedimentação atual nas enseadas de Ubatumirim e Picinguaba, região norte de Ubatuba, Estado de São Paulo, Brasil. **Rev. Brás. Oceanografia**, 50 (único): 27: 27-45. 2002.

RODRIGUEZ, A.B., ANDERSON, J.B., SIMMS, A.R. Terrace inundation as an autocyclic mechanism for parasequence formation; Galveston Estuary, Texas, U.S.A. **Journal of Sedimentary Research**. 75, 608–620. 2005.

ROMANKEVICH, E. A. Geochemistry of Organic Matter in the Ocean. New York, **Springer-Verlag**, 334 p. 1984.

ROUBIK, D. W.; MORENO, J. E. **Pollen and spores of Barro Colorado.** St. Louis: Missouri Botanical Garden, 1991, 270 p.

SACRAMENTO, A. C; ZICKEL, C. S; ALMEIRA JUNIOR, E. B. Floristic aspects of restinga vegetation in the coast of Pernambuco – Brazil. **R. Árvore**, Viçosa-MG, v.31, n.6, p.1121-1130, 2007.

SAIA, S. E. M. G; PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; ARAVENA, R.; BENDASSOLLI, J. A. Last glacial maximum (LGM) vegetation changes in the Atlantic Forest, southeastern Brazil. **Quaternary International**, Oxford v. 184, p. 185-201, 2008.

SAITO, Y.; NISHIMURA, A. & MATSUMOTO, E. Transgressive sand sheet covering the shelf and upper slope off Sendai, Northeast Japan. **Marine Geology**, 89(3/4), p. 245-258. 1989.

SAITO, R. T.; FIGUEIRA, R. C. L.; TESSLER, M. G.; CUNHA, I. I. L. Geochronology of sediments in the Cananéia-Iguape Estuary and in southern continental shelf of São Paulo State, Brazil. **Journal Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, v. 250, n. 1, p. 109-15, 2001.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **História ecológica da Terra**. São Paulo: Edgard Blücher, 1994. 307 p.

SALGADO-LABOURIAU, M.L. **Critérios e técnicas para o Quaternário**. Edgard Blucher, São Paulo, 387p. 2007.

SANTANA, F.R. **Análise dos Depósitos da Sequência Vulcanoclástica Albiana da Bacia Pernambuco.** Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências PPGEOC-UFPE, 95 pp, 2016.

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

SANTOS, L. D. **Dinâmica sedimentar e o comportamento sazonal da matéria orgânica no estuário do rio Formoso – PE**. Dissertação (Mestrado) do Programa de Pós-graduação em Geociências. UFPe. Recife. 96p, 2016.

SANTOS, L.D.; BARCELLOS, R.L. **Sedimentação atual do estuário do rio Formoso - PE (Brasil)**. 1. ed. Saarbrucken, Alemanha: NEA-Edições, 2017. v. 1. 113p.

SANTOS, F.M.; LESSA, G.C.; LENTINI, C.A.D. & GENZ, F. **Estudo comparativo das características geomorfológicas e preenchimento sedimentar de seis grandes estuários brasileiros**. XIIIº ABEQUA, UFRJ, Búzios (RJ). 2011.

SANGER, D.M., HOLLAND, A.F., SCOTT, G.I. Tidal creek and salt marsh sediments in South Carolina coastal estuaries: I. Distribution of trace metals. **Archives of Environmental Contamination and Toxicology** 37 (4), 445-457. 1999.

SCHETTINI, C. A. F. et al. The circulation of the lower Capibaribe Estuary (Brazil) and its implications for the transport of scalars. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 64, n. 3, p. 263–276, 2016.

SELLEY, R. C. **Applied Sedimentology**. San Diego: Academic Press, 523 p. 2000.

SESHAN, B. R. R.; NATESAN, U.; DEEPTHI, K. Geochemical and statistical approach for evaluation of heavy metal pollution in core sediments in southeast coast of India. **Int. J. Environ. Sci. Tech.**, 7 (2), 291-306. 2010.

SETUR. **Relatório da Área de Proteção Ambiental de Guadalupe**: Encarte 3, Análise da Unidade de Conservação. Secretaria de Turismo. Recife. 2011.

SHIDELER, G.L. Suspended sediment responses in a wind-dominated estuary of the Texas Gulf Coast. **Journal of Sedimentary** Petrology 54, 731–745. 1984.

SHEPARD, F.P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios: **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 24, p. 151-158. 1954.

SHERWOOD, C.R., BUTMAN, B., CACCHIONE, D.A., et al., 1994. Sediment transport events on the northern California Shelf during the 1990—1991 STRESS experiment. **Cont. Shelf Res**., 14, 1063-1099.

SILVA, J. B; GALVINCIO, J. D.; CORRÊA, A. C. B.; SILVA, D.G. Classificação Geomorfológica dos Estuários do Estado de Pernambuco (Brasil) com Base em Imagens do LANDSAT 5/TM. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 4, p. 118-133, 2011.

SILVA, S. M.; BRITEZ, R. M. A vegetação da Planície Costeira. In: MARQUES, M. C. M.; BRITEZ, R. M. (Org.). **História Natural e conservação da Ilha do Mel**. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 2005.p.49-84.

SILVA, J. P. da. **Estudos Sedimentológicos, hidrodinâmicos, batimétricos e da qualidade da água visando a evolução e os aspectos ambientais associados do estuário do rio Formoso – PE.** Recife, 2008. 146 folhas: Tese (doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Geociências, 2008.

SOUZA, C. R. G; SUGUIO, K; OLIVEIRA, A. M.dos S; OLIVEIRA, P. E. (Eds.) **Quaternário do Brasil**. São Paulo: ABEQUA/ Holos. 2005.

SPENCER, K. L; CUNDY, A. B; CROUDACE, I. W. Heavy metal distribution and earlydiagenesis in salt marsh sediments from the Medway Estuary, Kent, UK. **Estuarine, Coastal and Shelf Science:** 57, 43-54. 2003.

SMITH. R. C. A praia da madeira do Recife: uma contribuição para a história econômica do Brasil. In: **Robert SMITH e o Brasil. Vol 2, Cartografia e Iconografia**. Org. Nestor Goulart Reis Filho. Brasília, DF: IPHAN. 2012a. 364p.

SMITH. R. C. O Prospecto Caetano: Um Panorama setecentista do Recife. In: Robert SMITH e o Brasil. Vol 2, Cartografia e Iconografia. Org. Nestor Goulart Reis Filho. Brasília, DF: IPHAN. 2012b. 364p.

STUIVER, M; REIMER, P.J; REIMER, R.W., CALIB 7.1. Disponível em <http://calib.org>, acesso em 7 de maio de 2017. 2017

SUGUIO, K., 1999. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. São Paulo, Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 366 p.

SUGUIO, K., BARRETO, A.M.F., OLIVEIRA, P.E., BEZERRA, F.H.R., VILELA, M.C.S.H. Indicators of Holocene sea level changes along the coast of the states of Pernambuco and Paraíba, Brazil. **Geologia - Série Científica** USP 13:141–52. 2013.

SUGUIO, K. Introdução à Sedimentologia. São Paulo, **Ed. Edgard Blucher/EDUSP**. 317 p. 1973.

SUGUIO. K. **Rochas sedimentares**. São Paulo: Edgard Blucher/EDUSP, 1980. 499 p.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos. 408 p. 2010.

SUGUIO, K. **Geologia sedimentar**. São Paulo: Edgard Blucher, 2003. 400 p.

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

TALBOT, M.R., JOHANNESSEN, T. A high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. **Earth Planet. Sci. Lett**. 110, 23–37. 1992.

THORNTON, S. F.; MCMANUS, J. Application of organic carbon and nitrogen stable isotope and C/N ratios as source indicators of organic matter provenance in estuarine systems: evidence from the Tay Estuary, Scotland. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, London, v. 38, p. 219-233, 1994.

TOMLINSON, P.B. **The botany of mangroves**. Cambridge: Cambridge University Press, 1986. 413 p.

TRAINI, C., PROUST, J. N., MENIER, D., MATHEW, M. J. Distinguishing natural and human impact on estuarine morpho-sedimentary development: A case study from the Vilaine Estuary, France. Estuarine, **Coastal and Shelf Science**. 163: 143-155. 2015.

TRAVERSE, A. **Paleopalynology**. Amsterdam: Springer, 2007. 772 p.

TROIANI, B.T., SIMMS, A.R., DELLAPENNA, T. et al. The importance of sea-level and climate change, including changing wind energy, on the evolution of a coastal estuary, Copano Bay, Texas. **Marine Geology**. 280: 1–19. 2011.

TUNDISI, J. G.; MATSUMURA-TUNDISI, T. **Limnologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. 631p.

TUCKER, M. E. **Rochas Sedimentares - Guia Geológico de Campo** - 4ª Ed. Editora: Bookman. 2014

TYSON, R.V. **Sedimentary Organic Matter**: Organic Facies and Palynofacies. Chapman & Hall, London (615 p.). 1995.

VAN ANDEL, T.H. & LABOREL, J. **Recent high relative sea-level stand near Recife, Brazil**. Service, 145:580-581. 1964.

VASCONCELOS, T. L.; SÁ, L. A. C. M. A Cartografia Histórica da Região Metropolitana do Recife. **1º Simposio Brasileiro de Cartigrafia Histórica "Passado presente nos velhos mapas: conhecimento e poder**, p. 1–20, 2011.

VIDOTTO, E.; PESSENDA, L. C. R.; RIBEIRO, A. S.; FREITAS, H. A.; BENDASSOLLI, J. A. Dinâmica do ecótono floresta-campo no sul do Estado do Amazonas no Holoceno, através de estudos isotópicos e fitossociológicos. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 37, n. 3, p. 389-404, 2007.

XAVIER, D. A. **Sedimentação recente do médio e baixo estuário do rio Capibaribe – Recife – Pernambuco. Tese de** Doutorado Programa de Pós-graduação em Oceanografia UFPE. CTG. Recife. 2017. 162p

WALKER, R.G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. 1992. (Eds.) **Facies Models – Response to sea Level Change**. Ontario, Geological Association of Canada. p.1-14. 1992.

WALKER, R.G. Facies models revisited. In: POSAMENTIER, H.W. & WALKER, R.G. (Eds.) Facies models revisited. Tulsa, Oklahoma, U.S.A, **Society for Sedimentary Geology**. SEPM Special Publication 84: 1-17. 2006.

WEISTEIN, J.E. Anthropogenic impacts on salt marshes. In: Vernberg, F.J., Vernberg, W.B., Siewicki, T. (Eds.), Sustainable Development in the Southeastern Coastal Zone. **University of South Carolina Press**, Columbia, SC, pp. 135-170. 1996.

WILSON, G. P.; LAMB, A. L.; LENG, M. J.; GONZALEZ, S.; HUDDART, H. Variability of organic $\delta^{13}C$ and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstructions studies. **Estuarine, Coastal and Shelf Science,** London, v. 64, n. 4, p. 685- 698, 2005.

WOOLER, M. et al. Carbon and nitrogen stable isotopic variation in Laguncularia racemosa (L.) (White mangrove) from Florida and Belize: implications for trophic level studies. **Hydrobiologia**. 499:13-23. 2003.