



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

TESE DE DOUTORADO Nº 177

**A APLICAÇÃO DA CROMATOGRAFIA GASOSA
ACOPLADA (GC-FID), ISÓTOPOS ESTÁVEIS,
PALINOLOGIA E RAZÃO C:N NA RECONSTITUIÇÃO
PALEOAMBIENTAL DE MANGUEZAIS DO ESTADO DA
BAHIA E ESPÍRITO SANTO**

Tese apresentada por:

FERNANDO AUGUSTO BORGES DA SILVA

Orientador: Prof. Dr. Marlon Carlos França (Ifes)

**Coorientadora: Ana Cecília Rizzatti de Albergaria-Barbosa
(UFBA)**

**BELÉM- PARÁ
2024**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da
Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

S586a Silva, Fernando Augusto Borges da.

A aplicação da cromatografia gasosa acoplada (GC-FID), isótopos estáveis, palinologia e razão C:N na reconstituição paleoambiental de manguezais do Estado da Bahia e Espírito Santo.

/ Fernando Augusto Borges da Silva. — 2024.

xix, 156 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Marlon Carlos França

Coorientação: Prof^ª. Dra. Ana Cecília Rizzatti de Albergaria- barbosa

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2024.

1. Sedimentologia. 2. Aquecimento global. 3. Antropoceno e Holoceno. 4. Manguezais. 5. n-Alcanos. I. Título.

CDD 551.3



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**A APLICAÇÃO DA CROMATOGRAFIA GASOSA
ACOPLADA (GC-FID), ISÓTOPOS ESTÁVEIS,
PALINOLOGIA E RAZÃO C:N NA RECONSTITUIÇÃO
PALEOAMBIENTAL DE MANGUEZAIS DO ESTADO DA
BAHIA E ESPÍRITO SANTO**

TESE APRESENTADA POR

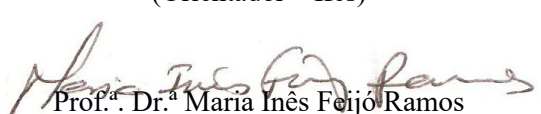
FERNANDO AUGUSTO BORGES DA SILVA


**Como requisito parcial à obtenção de Grau de Doutor em Ciências na Área de GEOLOGIA e
Linha de Pesquisa em GEOLOGIA MARINHA E COSTEIRA**

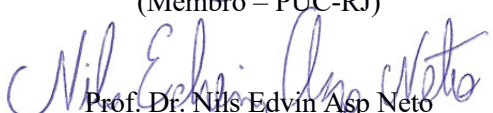
Data de Aprovação: 30 / 07 / 2024

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Marlon Carlos França
(Orientador – Ifes)


Prof.ª Dr.ª Maria Inês Feijó Ramos
(Membro – MPEG)


Prof. Dr. Renato da Silva Carreira
(Membro – PUC-RJ)


Prof. Dr. Nils Edwin Asp Neto
(Membro – UFPA)


Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen
(Membro – UFPA)

*Dedico aos meus professores Marlon França e Ana Cecília,
assim como às amigas Neuza Araújo e Camila Freire*

AGRADECIMENTOS

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES)
– Código de Financiamento 001, pela bolsa de doutorado.

À Reserva Natural Vale, ES.

À FAPESP 03615-5/2007 and 00995-7/11.

À FAPES (093/2020, 03/2021, 441/2021, and 282/2021).

Ao CNPq (305074/2017-2 and 309618/2020-7).

Agradeço a Deus por estar à frente de tudo e de todos, concedendo força e resiliência no enfrentamento das adversidades que surgiram ao longo dessa jornada. Para além disso, agradeço também às pessoas iluminadas que me foram apresentadas pela espiritualidade, que não são nada menos que anjos de apoio e foram muito importantes nesse processo, me inspirando bom humor, muitos sorrisos, concedendo acolhimento, que foram Rita, Meire, Gabe, Seu João, Seu Marlon, e uma conselheira/amiga que foi chamada pela espiritualidade e faz muita falta a todos, Lourdes, a você toda a minha gratidão.

À minha mãe, Maria das Graças, pelo apoio incondicional, dedicação e paciência durante toda a vida. Agradeço pela sua presença, em todos os momentos, pelo amor e carinho mesmo quando não se tem tanto deles a oferecer, mas acredito que é nesse ponto que o amor é mais precioso, quando se doa o pouco que se tem. Obrigado por toda a cumplicidade, e pela tua força nos momentos mais difíceis, sem isso tenho certeza que não alcançaria nada. Você é minha guerreira incansável.

Ao meu orientador Prof. Dr. Marlon Carlos França (Ifes), pela paciência e confiança, auxílio na produção acadêmica, incentivo profissional e pessoal. O senhor é uma pessoa honrada e de grande valor. Sinto-me lisonjeado por ter partilhado desse convívio ao longo do mestrado e do doutorado. A você os meus mais sinceros agradecimentos.

À minha coorientadora, Prof.^a. Dr.^a. Ana Cecília Rizzatti de Albergaria-Barbosa, que me proporcionou bons momentos enquanto estive em passagem pela Bahia. Sua luz é grande e contagia quem está por perto. Agradeço imensamente sua disposição em me coorientar e me acolher.

À Universidade Federal do Pará e ao Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen pelo apoio a esta pesquisa, por meio da infraestrutura fornecida do Laboratório de Oceanografia

Química (LOQ), para a realização das análises granulométricas e do Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC), para a realização de contagem polínica.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG/UFPA) pela oportunidade de agregar conhecimento e contribuir com esta pesquisa para a comunidade científica. À Cleida Freitas, por todas as risadas, disposição em ajudar, responsabilidade, cordialidade e abraços doces, muito obrigado.

À Universidade Federal da Bahia e ao Laboratório de Estudos do Petróleo (LEPETRO), pela permissão em utilização dos espaços e recursos necessários ao desenvolvimento da pesquisa.

Ao Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda pelo curso especial ministrado aqui em Belém, o qual foi de grande contribuição para o desenvolvimento desta pesquisa e pela parceria com o Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP), que auxiliou nas datações de ^{14}C .

Às minhas tão amadas amigas Neuza Freire e Camila Freire, por todo o carinho, disposição e amor ao longo do caminho. Tem muita coisa que passa nessa vida, e vocês não estão incluídas nessa lógica. Amo vocês por quem são, e por me mostrarem que sempre tem como ser melhor. Vocês são a família que a vida me deu e sou muito afortunado por isso. Que nossos laços se fortaleçam cada vez mais.

Ao Geovani S. Siqueira (VALE/SA) pela identificação, preparação e ajuda com a coleta das plantas nas atividades de campo.

Aos amigos que fiz durante a passagem na Bahia, Anderson Nascimento, Basílio Sotão e Rayane Menezes, vocês são incríveis. Tornaram minha experiência inesquecível, tanto dentro quanto fora dos laboratórios. Desejo todo sucesso do mundo para vocês.

A querida Cleida Freitas pela paciência e dedicação, muito obrigado.

Por fim, aos serviços prestados pela Biblioteca do Instituto de Geociências e seu comprometimento com a excelência.

*“Faça o melhor com as condições
que tem até que tenha condições
de fazer melhor ainda”.*

Mario Sérgio Cortella

RESUMO

Os manguezais dependem de fatores geomorfológicos, geoquímicos e climáticos ideais para que possam se desenvolver. O Brasil, por apresentar um litoral bastante recortado sob regime climático tropical e sub-tropical apresenta condições adequadas ao estabelecimento desses ecossistemas e distribuição. A dinâmica desses manguezais pode ser influenciada por fatores ligados às variações climáticas e alterações no fluxo hidrodinâmico, que resultam em modificações no aporte de sedimentos e origem da matéria orgânica, alterações que podem ser observados ao longo do Holoceno de modo distinto nas diferentes regiões do país. No litoral nordeste e sudeste, a evolução desses ecossistemas está associada a flutuações do nível relativo do mar (NRM) e à dinâmica sedimentar, enquanto na região sul, a mudança na distribuição dos manguezais é reflexo das flutuações do NRM e mudanças climáticas ocasionados pelo aquecimento global. Estudos recentes buscam descrever a evolução desses ambientes a partir da caracterização elementar e isotópica da matéria orgânica. Essas constituem importantes ferramentas na reconstituição paleoambiental. Entretanto, é necessário lembrar que a análise comparativa do maior número de parâmetros independentes possíveis é relevante ao passo que agrega valor à pesquisa e aumenta a confiabilidade nos dados a serem analisados, gerando informações mais precisas. Portanto, visando desvendar a dinâmica da matéria orgânica em ambientes de manguezais, bem como compreender movimentos de expansão e/ou contração desses ecossistemas, foram realizadas análises de n-alcanos por cromatografia gasosa acoplada (GC-FID), associadas ao estudo sedimentar, análises polínicas, análises isotópicas e elementares, sincronizadas com datações por ^{14}C e ^{210}Pb , as quais permitiram a obtenção de informações sobre processos biogeoquímicos pretéritos e alterações ambientais durante o Holoceno e o Antropoceno na planície costeira da foz do rio Itapicuru (BA) e na foz dos rios Barra Seca e Jucu (ES). Assim, os resultados desta pesquisa estão apresentados em cinco artigos científicos. O primeiro, ver capítulo III, trata sobre a expansão dos manguezais na foz do rio Itapicuru (BA) durante o Antropoceno. O segundo artigo científico (capítulo IV) trata da dinâmica dos manguezais na foz rio Barra Seca, litoral norte do Estado do Espírito Santo. O terceiro artigo (capítulo V) aborda sobre a ferramenta da palinologia utilizada na compreensão sobre a dinâmica da vegetação costeira. O quarto artigo (capítulo VI) apresenta as alterações ambientais ocorridas na foz do rio Jucu, litoral central do Estado do Espírito Santo.

Por fim, o quinto artigo apresenta os resultados das análises de n-alcanos, comparadas com dados isotópicos, elementares, palinológicos e datações na planície costeira do rio Barra Seca.

Palavras-chave: sedimentologia; aquecimento global; Antropoceno e Holoceno; dinâmica costeira; manguezais; *n*-alcanos; palinologia.

ABSTRACT

Mangroves depend on ideal geomorphological, geochemical, and climatic factors to develop. Brazil, with its highly indented coastline under tropical and sub-tropical climate regimes, presents suitable conditions for the establishment of these ecosystems and distribution. The dynamics of these mangroves can be influenced by factors related to climatic variations and changes in hydrodynamic flow, resulting in modifications in sediment input and the origin of organic matter. These changes can be observed throughout the Holocene in different regions in of the country. On the northeast and southeast coast, the evolution of these ecosystems is associated with fluctuations in relative sea level (RSL) and sedimentary dynamics, while in the southern region, the change in the distribution of mangroves is a reflection of fluctuations in the RSL and climate changes caused by warming global. Recent studies seek to describe the evolution of these environments based on the elemental and isotopic characterization of organic matter. These constitute important tools in paleoenvironmental reconstruction. However, it is necessary to remember that the comparative analysis of the largest possible number of independent parameters is relevant as it adds value to the research and increases the reliability of the data to be analyzed, generating more precise information. Therefore, aiming to unravel the dynamics of organic matter in mangrove environments, as well as understanding movements of expansion and/or contraction of these ecosystems, analyzes of n-alkanes were carried out using chromatography (GC-FID), associated with the sedimentary study, pollen data, isotopic and elemental analyses, synchronized with ^{14}C and ^{210}Pb dating, which allowed obtaining information about past biogeochemical processes and environmental changes during the Holocene and Anthropocene in the coastal plain at the mouth of the Itapicuru river (BA) and at the mouth of the Barra Seca and Jucu rivers (ES). Thus, the results of this research are presented in five scientific articles. The first, see chapter III, deals with the expansion of mangroves at the mouth of the Itapecuru river (BA) during the Anthropocene. The second scientific article (chapter IV) deals with the dynamics of mangroves at the mouth of the Barra Seca River, on the northern littoral of the State of Espírito Santo. The third article (chapter V) discusses the palynology tool used to understand the dynamics of coastal vegetation. The fourth article (chapter VI) presents the environmental changes that occurred at the mouth of the Jucu River, on the central coast of the State of Espírito Santo. Finally, the fifth article presents the results of n-alkanes analyses, compared with isotopic, elemental, palynological data, and ^{14}C dating on the coastal plain of the Barra Seca River.

Keywords: sedimentology; anthropocene; coastal dynamics; Holocene; mangroves; *n*-alkanes; palynology.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1 INTEGRADOR: A DINÂMICA DA MATÉRIA ORGÂNICA EM AMBIENTES DE MANGUEZAIS E SUAS MUDANÇAS AMBIENTAIS NA COSTA LESTE DA AMÉRICA DO SUL: FOZ DOS RIOS ITAPICURU (BA), BARRA SECA E JUCU (ES)

- Figura 1- Localização das áreas de estudo: a) Localização das áreas de amostragem no Brasil (Bahia e Espírito Santo); b) Localização do município de Conde (BA), testemunho T1, foz do rio Itapicuru; c) Localização dos testemunhos MBN, URU2 e JUCU, litoral do Estado do Espírito Santo, nos municípios de São Mateus e Vila Velha (ES)..... 4

CAPÍTULO 2 FERRAMENTAS APLICADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS COSTEIROS DURANTE O HOLOCENO

- Figura 1- Formação natural do ^{14}C na alta atmosfera, em seguida a incorporação nos seres vivos (vegetais e animais) e o decaimento radioativo após a morte destes. Fonte: França (2013)..... 27
- Figura 2- Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ característicos para plantas (C_3 , C_4 e CAM) e porcentagem de distribuição natural. Fonte: Boutton (1996), adaptado de França (2010)..... 30
- Figura 3- Padrão morfológico esquematizado do grão de pólen. Fonte: Apezato-da-Glória & Carmelo-Guerreiro (2006)..... 34
- Figura 4- Relações entre tamanho da cadeia carbônica em n-alcanos e origem da matéria orgânica. Fonte: do autor..... 37
- Quadro 1- Respostas a partir do índice de preferência de carbono (CPI)..... 41
- Quadro 2- Respostas a partir do índice de produção aquática (PAQ)..... 42
- Quadro 3- Respostas a partir do índice alceno..... 42
- Quadro 4- Respostas a partir do tamanho médio da cadeia..... 43

CAPÍTULO 3 A EXPANSÃO DOS MANGUEZAIS NA FOZ DO RIO ITAPECURU (BA) DURANTE O ANTROPOCENO

Figura 1-	Localização da área de estudo: a) Localização da área de amostragem no Estado da Bahia; b) Localização do município de Conde (BA), testemunho T1, foz do rio Itapicuru.....	46
Figura 2-	Idades relatadas em Anos Domini (AD) com datações Pb-210 para o testemunho T1. O testemunho apresentou deposição de areia (70 a 97%).....	51
Figura 3-	Variação percentual dos grupos polínicos em função da profundidade no testemunho sedimentar T1. Foram marcadas duas zonas polínicas no testemunho, conforme análise de agrupamento. A zona 1 foi formada entre aproximadamente 1940 e 1990 (85-34 cm). A zona 2 foi formada deste 1990, a partir de 34 cm de profundidade à superfície.....	52
Figura 4-	Perfil de variação dos resultados isotópicos e elementares, bem como o percentual de areia ao longo do testemunho sedimentar T1.....	53
Figura 5-	Gráfico da razão C:N em função da variação de $\delta^{13}\text{C}$ para as diferentes profundidades obtidas a partir do testemunho sedimentar T1 (Lamb <i>et al.</i> 2006, Meyers 2003, Wilson <i>et al.</i> 2005).....	54
Figura 6-	Diagrama do percentual polínico por zona a partir da análise de agrupamento em função da profundidade.....	55

CAPÍTULO 7 MUDANÇA TEMPORAL DE BIOMARCADORES SEDIMENTARES ESTUARINOS NO LITORAL DO ESPÍRITO SANTO, SUDESTE DO BRASIL

Figura 1-	Localização da área de estudo. Testemunhos sedimentares MBN (a e b) e URU2 (c e d), no litoral norte do Estado do Espírito Santo.....	121
Figura 2-	Perfil de n-alcanos ao longo do testemunho sedimentar MBN, extraído da planície costeira do rio Doce, litoral norte do Estado do Espírito Santo.....	127

Figura 3- Perfil de n-alcanos ao longo do testemunho sedimentar URU2, extraído da planície costeira do rio Doce, litoral norte do Estado do Espírito Santo.....	128
---	-----

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 1 INTEGRADOR: A DINÂMICA DA MATÉRIA ORGÂNICA EM AMBIENTES DE MANGUEZAIS E SUAS MUDANÇAS AMBIENTAIS NA COSTA LESTE DA AMÉRICA DO SUL: FOZ DOS RIOS ITAPICURU (BA), BARRA SECA E JUCU (ES)

Tabela 1- Vegetação, método de amostragem e localização dos testemunhos.....	5
--	---

CAPÍTULO 7 MUDANÇA TEMPORAL DE BIOMARCADORES SEDIMENTARES ESTUARINOS NO LITORAL DO ESPÍRITO SANTO, SUDESTE DO BRASIL

Tabela 1 Altura da camada sedimentar no testemunho coletado (cm), somatório dos n-alcanos totais (AlcTot, ng g ⁻¹), Razões diagnósticas (IPC, PAQ, NORM31,TMC23-33), concentração do carbono orgânico total (C-Total, %), razões isotópicas do carbono orgânico total ($\delta^{13}\text{C}$), concentração de nitrogênio total (N-total %), Razão isotópica de nitrogênio total ($\delta^{15}\text{N}$) razão entre o C-Total e o N-Total (razão C/N), Enxofre (S), razão entre C-total e S (C/S) e seus respectivos valores mínimo (Mín.), máximo (Máx.), médio (Méd.) e Soma (Som.) encontrados nas sub-amostras avaliadas no testemunho coletado às margens do estuário do rio Barra seca-ES (testemunho MBN).....	129
--	-----

Tabela 2	Altura da camada sedimentar no testemunho coletado (cm), somatório dos n-alcenos totais (AlcTot, ng g-1), Razões diagnósticas (IPC, PAQ, NORM31,TMC23-33), concentração do carbono orgânico total (C-Total, %), razões isotópicas do carbono orgânico total ($\delta^{13}C$), concentração de nitrogênio total (N-total %), razão entre o C-Total e o N-Total (razão C/N e seus respectivos valores mínimo (Mín.), máximo (Máx.), médio (Méd.) e Soma (Som.) encontrados nas sub-amostras avaliadas no testemunho coletado às margens do estuário do rio Urussuquara-ES (testemunho URU2).....	132
----------	--	-----

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

ACL	Tamanho médio da cadeia
AD	Anos Domini
Alc.Total	Alcanos totais
AP	Antes do presente
ASAS	Célula de alta pressão do Atlântico Sul
AW	Setor AW
BA	Bahia
BP	<i>Before Present</i> (antes do presente)
C:N	Razão entre as concentrações de Carbono e nitrogênio
C:S	Razão entre as concentrações de Carbono e Enxofre
CAPES	Coordenação de aperfeiçoamento de pessoal de nível superior
CENA	Centro de Energia Nuclear na Agricultura
CIC	Concentração inicial constante
COT	Carbono orgânico total
CRCN-NE	Centro Regional de Ciências Nucleares do Nordeste
DCM	Diclorometano
ES	Espírito Santo
FAPESP	Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
GC-FID	Cromatografia gasosa acoplada ao ionizador de chama
HCl	Ácido Clorídrico
HEX	Hexadeceno
IA	Índice alcano
ICMBIO	Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade
ICS	Comissão Internacional de Estratigrafia
Ifes	Instituto Federal do Espírito Santo
IPC	Índice preferencial de carbono
KM ²	Quilômetros Quadrados
LADIC	Laboratório de Dinâmica Costeira
LAOC	Laboratório de Oceanografia e Clima
m	Metros
mg	Miligrama
ml	Mililitro
NRM	Nível relativo marinho
NT	Nitrogênio total
P.A.	Pureza analítica
PAQ	Índice de produtividade aquática
PGA	Fosfoglicerato
Ph	Potencial hidrogeniônico
RSL	<i>Rising Sea Level</i> (nível relativo marinho)
UFBA	Universidade Federal da Bahia
USG	Padrões de referência certificados pela United States Geological Survey

USP	Universidade de São Paulo
	Padrão do molusco fóssil <i>Belemnitella americana</i> da formação Pee Dee, da
VPDB	Carolina do Sul, EUA
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
$\delta^{13}\text{C}$	Concentração de Delta Carbono 13
$\delta^{15}\text{N}$	Concentração de Delta Nitrogênio 15
*COOH	radical carbonila
°C	Graus celcius
μg	Microgramas
μL	Microlitros
^{14}C	Carbono 14
^{210}Pb	Chumbo 210

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xiii
LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS	xiv
CAPÍTULO 1 INTEGRADOR: A DINÂMICA DA MATÉRIA ORGÂNICA EM AMBIENTES DE MANGUEZAIS E SUAS MUDANÇAS AMBIENTAIS NA COSTA LESTE DA AMÉRICA DO SUL: FOZ DOS RIOS ITAPICURU (BA), BARRA SECA E JUCU (ES)	1
1.1 INTRODUÇÃO.....	1
1.2 ÁREAS DE ESTUDO.....	3
1.2.1 Região do estuário do Rio Itapecuru (Conde – Ba)	5
1.2.1.1 Contexto geológico e geomorfológico.....	5
1.2.1.2 Clima.....	6
1.2.1.3 Vegetação.....	6
1.3. REGIÃO DO ESTUÁRIO DO RIO BARRA SECA (SÃO MATEUS – ES).....	7
1.3.1 Contexto geológico e geomorfológico	7
1.3.2 Clima	8
1.3.3 Vegetação	8
1.4 REGIÃO DO ESTUÁRIO DO RIO JUCU (VILA VELHA – ES).....	9
1.4.1 Contexto geológico e geomorfológico	9
1.4.2 Clima	9
1.4.3 Vegetação	10
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS.....	10
1.5.1 Amostragem	10
1.6 PROCEDIMENTOS DE LABORATÓRIO.....	11
1.6.1 Datação ¹⁴C	11
1.6.2 Datação ²¹⁰Pb	11
1.6.3 Análise sedimentar	11

1.6.4	Pré-tratamento das amostras de sedimento para análise de $\delta^{13}\text{C}$ e C-Total.....	12
1.6.5	Pré-tratamento das amostras de plantas para análise de $\delta^{13}\text{C}$	12
1.6.6	Pré-tratamento das amostras de sedimento para análise de $\delta^{15}\text{N}$ DO N-Total.....	13
1.6.7	Análise polínica.....	13
1.6.8	Extração de n-alcanos.....	13
1.7	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	14
1.7.1	Manguezais: a dinâmica desses ecossistemas durante o Holoceno na costa leste da América do Sul.....	14
1.7.2	Dinâmica dos manguezais no litoral norte do estado da Bahia.....	16
1.7.3	A dinâmica dos manguezais no estado do Espírito Santo.....	19
1.8	CONCLUSÕES.....	23
CAPÍTULO 2 FERRAMENTAS APLICADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS COSTEIROS DURANTE O HOLOCENO.....		25
2.1	INTRODUÇÃO.....	25
2.2	DATAÇÃO ^{14}C	26
2.3	RAZÃO ISOTÓPICA $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}$).....	28
2.4	CICLOS FOTOSSINTÉTICOS E FRACIONAMENTO DE ISÓTOPOS DE CARBONO PELAS PLANTAS.....	29
2.5	RAZÃO ISOTÓPICA $^{15}\text{N}:^{14}\text{N}$ ($\delta^{15}\text{N}$).....	31
2.6	RAZÃO C:N E C:S DA MATÉRIA ORGÂNICA.....	31
2.7	PALINOLOGIA.....	32
2.8	MOLÉCULAS ORGÂNICAS.....	34
2.9	BIOMARCADORES.....	34
2.10	FONTES DE HIDROCARBONETOS ALIFÁTICOS NO MATERIAL PARTICULADO.....	36
2.10.1	n-Alcanos.....	37
2.10.2	Esteróis.....	38
2.10.3	Esteróis de ocorrência natural.....	38
2.10.4	Esteróis indicadores de poluição.....	39

2.11	PARÂMETROS DE AVALIAÇÃO.....	39
2.11.1	Índice de preferência de carbono.....	39
2.11.2	Razão entre o material terrígeno e aquático.....	40
2.11.3	Índice de produção aquática.....	40
2.11.4	Índice alcanos.....	41
2.11.5	Tamanho médio da cadeia.....	42

CAPÍTULO 3 A EXPANSÃO DOS MANGUEZAIS NO FOZ DO RIO ITAPECURU (BA) DURANTE O ANTROPOCENO..... 43

3.1	INTRODUÇÃO.....	43
3.2	ÁREA DE ESTUDO E GEOLOGIA DA REGIÃO.....	45
3.3	CLIMA E CONDIÇÕES OCEANOGRÁFICAS.....	47
3.4	VEGETAÇÃO MODERNA.....	47
3.5	MATERIAIS E MÉTODOS.....	48
3.5.1	Amostragem e campo.....	48
3.5.2	Datação ²¹⁰ Pb.....	48
3.5.3	Descrição de facies.....	48
3.5.4	Análise polínica.....	49
3.5.5	Análise química e isotópica.....	49
3.6	RESULTADOS.....	49
3.6.1	Palinologia.....	53
3.6.1.1	Zona I.....	53
3.6.1.2	Zona II.....	53
3.7	INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES.....	54
3.8	CONCLUSÕES.....	56

CAPÍTULO 4 LATE HOLOCENE MANGROVE DYNAMICS OF THE DOCE RIVER DELTA, SOUTHEASTERN BRAZIL: IMPLICATIONS FOR THE UNDERSTANDING OF MANGROVE RESILIENCE TO SEA-LEVEL CHANGES AND CHANNEL DYNAMICS..... 66

CAPÍTULO 5 PALYNOLOGY: A FORENSIC TRACE TOOL TO IDENTIFY A TEMPORAL COASTAL VEGETATION CHANGES..... 79

CAPÍTULO 6 A REGIONAL VEGETATION AND SEDIMENTARY CHANGES ON THE WESTERN SOUTH ATLANTIC MARGIN, SOUTHEASTERN BRAZILIAN COASTAL REGION.....	91
CAPÍTULO 7 MUDANÇA TEMPORAL DE BIOMARCADORES SEDIMENTARES ESTUARINOS NO LITORAL DO ESPÍRITO SANTO, SUDESTE DO BRASIL.....	117
7.1 INTRODUÇÃO.....	118
7.2 ÁREA DE ESTUDO E GEOLOGIA.....	119
7.3 CLIMA E FATORES OCEANOGRÁFICOS.....	120
7.4 VEGETAÇÃO MODERNA.....	121
7.5 MATERIAIS E MÉTODOS.....	121
7.5.1 Coleta e armazenamento das amostras.....	121
7.5.2 Datação ¹⁴ c.....	122
7.5.3 Descrição de facies.....	122
7.5.4 Extração de n-Alcanos.....	122
7.5.5 Análises isotópicas e elementares.....	123
7.6 RESULTADOS.....	124
7.6.1 Testemunho MBN.....	124
7.6.2 Testemunho URU 2.....	125
7.6.3 n-Alcanos.....	125
7.7 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES.....	127
7.7.1 Fontes de n-Alcanos.....	127
7.7.2 Variação temporal de n-Alcanos.....	133
7.8 CONCLUSÕES.....	136
REFERÊNCIAS.....	143

CAPÍTULO 1 INTEGRADOR: A DINÂMICA DA MATÉRIA ORGÂNICA EM AMBIENTES DE MANGUEZAIS E SUAS MUDANÇAS AMBIENTAIS NA COSTA LESTE DA AMÉRICA DO SUL: FOZ DOS RIOS ITAPICURU (BA), BARRA SECA E JUCU (ES)

1.1 INTRODUÇÃO

Os manguezais são ecossistemas costeiros de transição influenciados por forçantes ambientais terrestres e marinhas (Tomlinson, 1986, Duke *et al.* 1998), os quais formam relevantes habitats para as comunidades costeiras, oferecendo diversos serviços ecossistêmicos (Valiñas *et al.* 2012). Eles ocupam globalmente uma área de aproximadamente 138 mil km² em regiões costeiras tropicais e subtropicais (Giri *et al.* 2011). No Brasil, conforme ICMBio (2018), os manguezais são encontrados desde o litoral do Oiapoque – AP (04°30'N) até Laguna – SC (28°30'S), sendo este o seu limite latitudinal de ocorrência no litoral Atlântico da América do Sul (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Soares *et al.* 2012), ocupando uma área total de aproximadamente 10 mil km² (Diniz *et al.* 2019).

A vegetação de mangue é altamente sensível aos fatores físicos, geológicos, biológico e químicos (Dominguez 2006, Schaeffer-Novelli *et al.* 2000, Cohen *et al.* 2005a,b, Amaral *et al.* 2006, Cohen *et al.* 2009, Dillenburg *et al.* 2009, Sanders *et al.* 2012, Pessenda *et al.* 2012, Smith *et al.* 2012, Guimarães *et al.* 2012). Entretanto, ainda assim apresentam adaptações aos mais diversos tipos de estresse, os quais podem estar relacionados às variações de temperatura, descarga fluvial, aspectos oceanográficos, como a ação de correntes costeiras, marés, além das alterações topográficas das áreas onde estão localizados, determinando assim a distribuição dessa vegetação (Cohen *et al.* 2012, Soares *et al.* 2012, Hutchings & Saenger 1987, Wolanski *et al.* 1990).

No Brasil, a vegetação dos manguezais é representada principalmente por *Rhizophora mangle* (mangue vermelho), *Laguncularia racemosa* (mangue branco), *Avicennia germinans* (mangue preto) e *Conocarpus erectus* (mangue de botão) (Schaeffer-Novelli 1990). Normalmente, essas espécies apresentam ótima distribuição em regiões que apresentam variação no gradiente de salinidade (Quisthoudt *et al.* 2012). Portanto, a resistência às flutuações de salinidade permite adaptações na competição interespecífica para a colonização desses ecossistemas em zonas costeiras.

As mudanças climáticas durante o Holoceno influenciaram na descarga fluvial alterando o aporte de sedimentos (França *et al.* 2013), assim como os gradientes de salinidade em ambientes estuarinos (Lara & Cohen 2006), modificando a dinâmica dos manguezais (Cohen *et al.* 2012). Além disso, as variações do nível relativo do mar (NRM), ocorridas durante o Holoceno, também registradas ao longo da costa brasileira (inserir referência), foram relevantes na dinâmica dos manguezais (Amaral *et al.* 2006, Pessenda *et al.* 2012).

No nordeste brasileiro, os trabalhos de Ribeiro *et al.* (2018) e Fontes *et al.* (2017) apontam para fatores autogênicos e alogênicos influenciando na dinâmica dos manguezais. Na região sudeste, o NRM teve um importante papel na regulação da distribuição dos manguezais durante o Holoceno (França *et al.* 2016). Além disso, conforme Amaral *et al.* (2006), houve também alterações deposicionais ocasionadas por fatores autogênicos, os quais influenciaram nas condições de desenvolvimento das espécies de mangue no litoral de São Paulo. Por outro lado, na região sul, Soares *et al.* (2012), França *et al.* (2019) e Cohen *et al.* (2020) identificaram que fatores alogênicos como clima e aspectos oceanográficos, apresentaram maior influência na distribuição dos manguezais durante o Holoceno tardio.

O conjunto desses trabalhos de reconstituição paleoambiental buscou avaliar aspectos como o conteúdo polínico preservado do sedimento, a alteração na dinâmica sedimentar (associação de fácies), assim como as mudanças no aporte de matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, razões C/N e C/S), combinados com dados cronológicos, por meio de datações de ^{14}C e ^{210}Pb .

Assim, tendo em vista os amplos serviços ecossistêmicos dos manguezais, bem como considerando a ampla capacidade de acumulação de matéria orgânica dos manguezais, conforme Duarte *et al.* (2008), essas regiões têm demonstrado grande relevância para a compreensão de eventos costeiros passados, assim como para estudos de projeções futuras sobre a dinâmica costeira. Portanto, a avaliação do maior número de *proxies* em estudos paleoambientais deve auxiliar na obtenção de dados para a constituição de informações mais robustas e precisas.

Eventos de mudanças climáticas, alterações na vazão dos rios, mudanças nas correntes costeiras e flutuações do nível relativo do mar geram importantes modificações no conteúdo da matéria orgânica presente no substrato dos ecossistemas costeiros. Portanto, reconhecer a origem da matéria orgânica por meio de marcadores orgânicos moleculares, como hidrocarbonetos, pode ser uma chave para a interpretação de condições paleoambientais

naturais e/ou antrópicas (Guimarães *et al.* 2018, Albergaria-Barbosa 2013, Lourenço 2003) nos ambientes de manguezais.

Nesse contexto, os n-alcenos, caracterizados como hidrocarbonetos saturados alifáticos de cadeia longa (Dove & Mayes 1991), têm se tornado importantes biomarcadores para registrar a origem da matéria orgânica sedimentar, pois permitem identificar a composição de misturas complexas de matéria orgânica (Dove & Mayes 1991). Eles são formados a partir de um processo de descarboxilação de ácidos graxos com especiação por cadeias com um número ímpar de carbonos (Killops & Killops 2005), associadas a diferentes fontes biogênicas como fitoplâncton e algas bentônicas, vegetais superiores com ciclo fotossintético C₃, C₄ e CAM, além de algumas bactérias (Blumer *et al.* 1977, Ficken *et al.* 2000, Rommerskirchen *et al.* 2006).

Portanto, visando desvendar a dinâmica da matéria orgânica em ambientes de manguezais, bem como compreender movimentos de expansão e/ou contração desses ecossistemas, foram realizadas análises de n-alcenos por cromatografia gasosa acoplada (GC-FID), associadas ao estudo sedimentar, análises polínicas, análises isotópicas e elementares, sincronizadas com datações por ¹⁴C e ²¹⁰Pb, as quais permitiram a obtenção de informações sobre processos biogeoquímicos pretéritos e alterações ambientais durante o Holoceno e o Antropoceno na planície costeira da foz do rio Itapicuru (BA), apresentada no capítulo III, assim como na foz dos rios Barra Seca e Jucu (ES), apresentadas nos capítulos IV, V, VI e VII.

1.2 ÁREAS DE ESTUDO

Os locais de estudo compreendem estuários presentes no litoral nordeste (Bahia) e sudeste brasileiro (Espírito Santo), conforme Figura 1. No Estado da Bahia, a região estuarina se encontra nas imediações da cidade de Conde, litoral norte do Estado, estuário do rio Itapicuru (S 11°45'16" / O 37°31'17"). No Estado do Espírito Santo, foram selecionadas duas áreas de estudo. A primeira está inserida no estuário do rio Barra Seca (S 18°58'31.3" / O 39°44'36"), nas proximidades dos municípios de São Mateus e Linhares. A segunda está inserida no estuário do Jucu, município de Vila Velha (ES), S 20°24'29.18" e O 40°19'26.25".

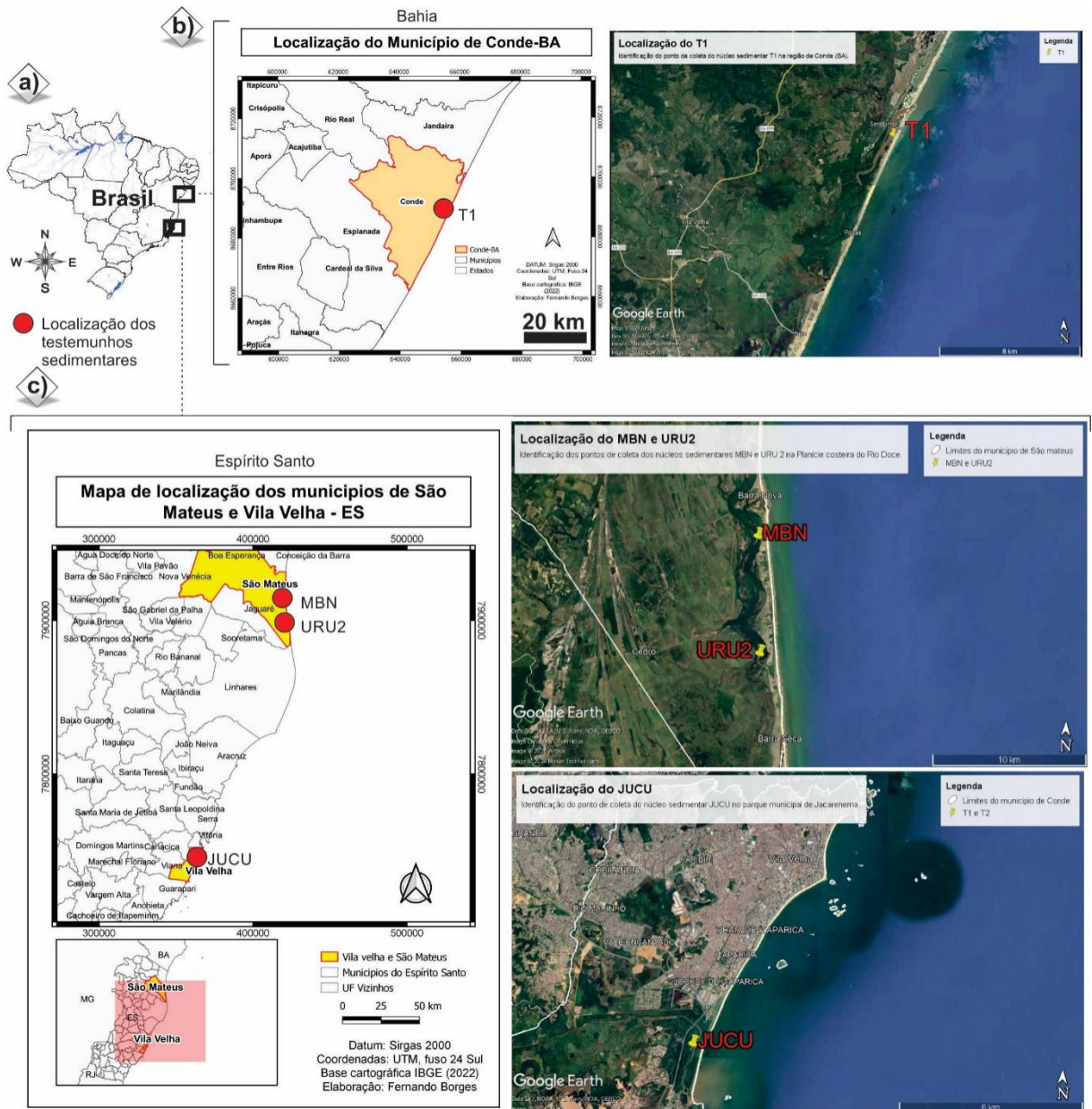


Figura 1 – Localização das áreas de estudo: a) Localização das áreas de amostragem no Brasil (Bahia e Espírito Santo); b) Localização do município de Conde (BA), testemunho T1, foz do rio Itapicuru; c) Localização dos testemunhos MBN, URU2 e JUCU, litoral do Estado do Espírito Santo, nos municípios de São Mateus e Vila Velha (ES).

A área de estudo localizada no litoral baiano é colonizada por manguezais em um ambiente estuarino (Tabela 1). A área está localizada na foz da bacia hidrográfica do rio Itapicuru, com área de drenagem extensa, sob a regência de condições climáticas bastante diversificadas, além da presença de vegetação constituída por florestas estacionais remanescentes e campos rupestres (Lima 2017, Inema 2016). Informações relacionadas aos métodos de coleta e localização estão presentes no capítulo III.

Tabela 1- Vegetação, método de amostragem e localização dos testemunhos

Código	Unidade vegetacional	Método de coleta	Coordenadas	Localização
T1	Manguezal/ campo herbáceo	Trado Russo (Peat Sampler)	S 11°45'16" O 37°31'17"	Conde, Bahia
MBN	Manguezal	Trado Russo (Peat Sampler)	S 18°58'31.3" O 39°44'36.0"	São Mateus, Espírito Santo
URU 2	Manguezal	Trado Russo (Peat Sampler)	S 19°2'40.70" O 39°44'19.20"	São Mateus, Espírito Santo
JUCU	Manguezal	Trado Russo (Peat Sampler)	S 20°24'29.18" O 40°19'26.25"	Vila Velha, Espírito Santo

No litoral capixaba, as áreas de estudo são colonizadas por manguezais (ver, capítulos IV ao VII). Eles se encontram submetidos a eventos costeiros importantes para a análise de impactos erosivos ou de progradação, a partir da associação com elementos meteorológicos, oceanográficos, geológicos e antrópicos relevantes (Polizel & Rossetti 2014, Oliveira 2009, França *et al.* 2007, Albino *et al.* 2006, Bandeira *et al.* 1975).

Nessa região, foram coletados três testemunhos, sendo identificados como MBN, URU 2 e JUCU. Os dois primeiros se encontram em uma região cercada por manguezais com depósitos sedimentares argilo-arenosos (Lorente *et al.* 2015). O terceiro testemunho é cercado por restinga (arbustos e árvores), além da presença de manguezais, vegetação de água doce e campos naturais colonizados por ervas em substratos menos consolidados de aspecto areno-siltoso, intercalados com pacotes de argila.

1.2.1 Região do estuário do Rio Itapecuru (Conde – Ba)

1.2.1.1 Contexto geológico e geomorfológico

A geomorfologia do litoral baiano é formada por quatro feições principais, que são: (1) planícies costeiras; (2) tabuleiros terciários; (3) colinas do embasamento pré-cambriano; (4) colinas semi-tabulares (Cretáceo). As unidades litológicas são associadas a depósitos de origem marinha, eólica, fluviomarinha, lacustre, fluviolacustre e fluvial, apresentando composição arenosa de diferentes graus de seleção, com a presença de depósitos argilosos, areno-argilosos e siltosos (Martin *et al.* 1980). Em sequência, a planície costeira de sedimentação marinha apresenta tamanho reduzido com a presença de cordões arenosos de cerca de 2 m de altura. Nas áreas de contato entre as planícies e os tabuleiros são identificados

terraços de altura mais elevada que a dos cordões arenosos, sendo provavelmente mais antigos que os cordões subjacentes. Além disso, ocorrem franjas de recifes de corais e arenito que bordejam a costa, servindo como apoio para o crescimento dos cordões litorâneos (Dominguez *et al.* 2006, Esquivel 2006, Lima 2017).

1.2.1.2 Clima

Na porção litorânea, o clima possui características de úmido e subúmido, com queda nos índices de umidade e pluviosidade à medida que se interioriza na área, podendo ser observado clima seco, semiárido e árido na porção centro-norte da bacia de drenagem, com índice pluviométrico máximo próximo a 700 mm.ano-1 em determinadas porções (Lima 2017). As temperaturas médias para a região são elevadas (entre 24° e 26°C), com amplitudes térmicas variando entre 3° e 6°C (Esqueviel 2006, Alvares *et al.* 2013, Inema 2016).

1.2.1.3 Vegetação

A região litorânea presente nas proximidades da foz do rio Itapicuru, segundo Guimarães *et al.* (2019), é composta por vegetação praias, zonas úmidas, manguezais, assim como restingas, predominantemente. Além dessa vegetação, é possível observar na foz do rio Itapicuru paisagens compostas por remanescentes de vegetação de Mata Atlântica, em porções topograficamente mais elevadas (Menezes 2019).

A vegetação original do município de Conde (BA) passou por diferentes pressões exercidas pelas atividades econômicas ao longo do tempo, situação essa que gerou perda significativa da cobertura vegetal que contribuiu para a aceleração de processos erosivos no local. O intenso desmatamento ao longo do tempo permite constatar diversos fragmentos de vegetação de Mata Atlântica, apresentando muitos estágios de regeneração, assim como vegetação de restinga bastante alterada, com áreas totalmente degradadas o que possivelmente trouxe impactos negativos no comportamento e manutenção de espécies da fauna local (Menezes 2019).

Conforme Silva (2009) a área apresenta quatro domínios fitoecológicos, como: floresta ombrófila e mata ciliar, restingas, áreas antropizadas, vegetação de água doce e salobra. Estudos realizados por Menezes *et al.* (2009), na região da cidade de Conde (BA), identificaram um total de 142 espécies de vegetação pertencentes a 67 famílias botânicas,

sendo a Cyperaceae a de maior riqueza específica, com 16 espécies. Porém, as espécies da família Polygonaceae e Myrtaceae dominam a região de Conde (BA). A *Rhizophora mangle* é a espécie que predomina no manguezal. As florestas da região são representativas do clima tropical quente, úmido e subúmido, todas típicas do bioma Mata Atlântica.

1.3 REGIÃO DO ESTUÁRIO DO RIO BARRA SECA (SÃO MATEUS – ES)

1.3.1 Contexto geológico e geomorfológico

A geologia da área de estudo é composta por rochas metamórficas e ígneas, relacionadas ao Pré-Cambriano, sedimentos terciários do grupo barreiras e depósitos quaternários pleistocênicos e holocênicos. O Grupo Barreiras faz parte da formação costeira do norte do Espírito Santo, com origem associada ao período Terciário superior e sedimentação em ambiente continental de material clástico, oriundo de rochas metamórficas e ígneas do Pré-Cambriano, na porção oeste (Ibge 1987). Os depósitos quaternários são subdivididos em dois grupos: marinhos e continentais. Os terraços arenosos pleistocênicos se encontram afastados por vários quilômetros da atual linha de costa, sendo relacionados à penúltima transgressão marinha. Além deles são encontrados também os terraços arenosos holocênicos, que ocupam uma grande porção da planície costeira quaternária. Esses depósitos estão em uma posição topográfica de 4 m acima do nível do mar atual (Ibge 1987). A planície costeira sedimentar quaternária é pouco desenvolvida no litoral capixaba. Sua evolução está relacionada a flutuações do nível relativo do mar e disponibilidade de sedimentos fluviais (Albino *et al.* 2006).

A subdivisão fisiográfica da costa do Espírito Santo, encontra-se dividida em cinco setores, pela delimitação de 12 bacias hidrográficas com desembocadura no litoral, o que demonstra a relevância da contribuição dos rios Doce e São Mateus para a geomorfologia costeira da região norte do Estad. O primeiro setor corresponde a área litorânea entre o sul da Bahia e o Estado do Espírito Santo, abrangendo a parte inferior das falésias da Formação Barreiras, e sendo relativo à desembocadura do rio Itaúnas e São Mateus. O segundo setor possui desenvolvimento acentuado de depósitos quaternários, e está relacionado à planície costeira do rio Doce, entre Conceição da Barra e Barra do Riacho, região onde foram coletados os testemunhos MBN e URU 2. No setor 3 existe um menor desenvolvimento dos depósitos quaternários, estando localizado entre Barra do Riacho e Ponta de Tubarão (Baía do Espírito Santo, Vitória-ES), região mais próxima da área de coleta do testemunho JUCU. No setor 4,

há presença de rochas cristalinas do pré-cambriano em contato com os sedimentos quaternários, além de afloramentos da formação Barreiras. Por fim, o setor 5 se encontra na área correspondente à foz do rio Itapemirim à margem norte da desembocadura do rio Itabapoana, apresentando falésias vivas da formação Barreiras precedidas por falésias vivas de praias estreitas com baixa inclinação com planície quaternária no vale fluvial do rio Itabapoana (Albino *et al.* 2006).

1.3.2 Clima

O clima presente na região do Espírito Santo é classificado como AW, segundo a classificação de Koppen (Peixoto *et al.* 1995), principalmente devido às características de um ambiente quente e úmido, com média anual de precipitação em entorno de 1190 mm.ano⁻¹ e temperatura variando entre 20,6°C (julho-agosto) e 26,2°C (janeiro-fevereiro). Os registros meteorológicos apontam que a estação seca ocorre durante os meses de maio a setembro, com precipitações mínimas totais de 256 mm e temperatura média de 21,3 °C. Os meses mais quentes apresentam temperaturas médias de 25,2 °C, ocorrendo entre os meses de outubro e fevereiro, período que ocorre maior precipitação na região, somando valores em torno de 711 mm.

1.3.3 Vegetação

A cobertura vegetal da região nordeste do Espírito Santo é representada principalmente pela floresta ombrófila densa, localizada nas terras baixas, e formações pioneiras de fisionomia herbácea com influência flúviomarinha. A vegetação é composta principalmente pelas famílias Fabaceae, Myrtaceae, Sapotaceae, Bignoniaceae, Lauraceae, Hippocrateaceae, Euphorbiaceae, Annonaceae e Apocynaceae (Peixoto & Gentry 1990). A floresta ombrófila densa, também conhecida como floresta de tabuleiro apresenta estratos arbóreos formados por macrofanerófitos de até 40 m de altura, com submata aberta. A restinga presente na região trata de uma formação vegetal intercalada com nano e microfanerófitos, ocorrendo na região localizada ao norte de Linhares – ES, ocupando áreas de solos arenosos (Ibge 1987). As formações pioneiras com influência marinha, encontram-se presentes em áreas próximas ao litoral, sobre solos arenosos de origem quaternária, apresentam fisionomias arbóreas, arbustivas e herbáceas (Ibge 1987). Por fim, as formações

pioneiras com influência flúviomarinha são colonizadas por manguezais, com espécies arbóreas típicas, como *Rhizophora mangle*, *Laguncularia racemosa* e *Avicennia germinans*. Além dessas espécies, é possível observar também outros representantes como: *Thypha sp.*, *Cyperus sp.* e *Montrichardia sp.*

1.4 REGIÃO DO ESTUÁRIO DO RIO JUCU (VILA VELHA – ES)

1.4.1 Contexto geológico e geomorfológico

O testemunho coletado na foz do rio Jucu está localizado na região centro-sul do Estado do Espírito Santo. Possui uma área de drenagem de cerca de 2 mil km². A foz do rio Jucu está localizada no município de Vila Velha, sul da capital, Vitória -ES. O rio Jucu tem sua bacia formada sobre idades variáveis do Proterozóico, Pré-Cambriano, Terciário e Quaternário superior, além do embasamento regional que é constituído de forma geral por gnaisses de alto grau metamórfico (Radambrasil 1983, Wiedemann-Leonardos *et al.* 2000). Na região é possível notar a presença de extensos depósitos sedimentares terciários da formação Barreiras e quaternários, que recobrem a bacia do rio Jucu. Esses depósitos encontram-se em um contexto costeiro de longa e complexa formação desde o Paleogeno até o Quaternário, apresentando como domínios morfo estruturais depósitos sedimentares e dobramentos remobilizados. Nesse sentido, apresenta-se um ambiente dominado pela presença de depósitos flúvio-estuarinos, planícies costeiras, complexos deltaicos-estuarinos e praias, com a presença de tabuleiros costeiros e a formação Barreiras (Martin *et al.* 1993, Domingues *et al.* 1981, Albino 1999).

A faixa litorânea é representada por unidades geológicas, ou setores, que são referentes ao Terciário e Quaternário superior, respectivamente. O primeiro setor é dominado pelas formações do grupo Barreiras que se encontra ao sul da foz do rio Jucu, ao longo da faixa que corresponde ao litoral, possuindo arenitos e sedimentos areno-argilosos, além da presença de laterização, o que representa o domínio dos depósitos sedimentares com a presença de tabuleiros costeiros. Nas imediações da foz do rio Jucu, encontram-se sedimentos marinhos relacionados ao Quaternário, associados às restingas, cordões litorâneos e depósitos aluvionares de aspecto argilo-arenoso, próximo a várzea.

1.4.2 Clima

O clima da região é classificado como Aw tropical (Koppen 1948), apresentando verões quentes e chuvosos (novembro a abril) e invernos frios e secos (de maio a outubro). A temperatura média está em torno de 25°C. A precipitação está próxima a 1300 mm. ano-1, com uma dinâmica atmosférica dominada pela influência de células de alta pressão subtropical do Atlântico Sul (ASAS), oscilações da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e frentes polares antárticas (Sant'Anna Neto 2005).

1.4.3 Vegetação

A região apresenta vegetação variada, com a presença de manguezais, restinga de feições arbóreas e arbustivas, vegetação de água doce e campos colonizados por ervas. Os manguezais constituem importantes barreiras naturais contra processos erosivos e, nesta região, são representados principalmente por *Rhizophora*, *Avicennia* e *Laguncularia* (Tomlinson 1986, Schaeffer-Novelli 1995, Lisboa *et al.* 1993, Menezes *et al.* 2008). A porção correspondente à restinga encontra-se associada à planície costeira (Suguió & Tessler 1984, Suguió & Martin 1990) desenvolvida sobre sedimentos de origem holocênica, que caracterizam o embasamento para uma vegetação de feições arbustivas e arbóreas, pioneiras na região mencionada (Rizzini 1997). A vegetação de água doce é caracterizada por mata de galeria formada durante o Holoceno tardio, e encontrasse desenvolvida sobre substratos com ausência de estrutura vertical e pouco consolidada. Esta porção encontra-se em uma área relativamente baixa e aberta, com a presença de 55 espécies e 27 famílias como *Astrocaryum murumuru*, *Euterpe oleraceae* e *Virola surinamensis* (Amaral *et al.* 2007, França 2003). Por último, os campos naturais podem ser considerados heterogêneos, com a presença de espécies arbóreas. As principais espécies encontradas são *Hancornia speciosa*, *Curatella americana*, *Hyttrel laciliata* e *Salvertia conval*, além das representantes herbáceas, representadas por *Trachypogon plumosus*, *Cassia hispidula*, *Borreria verticillata* e *Bulbostylis junciformis* destacadas entre áreas de capoeiras e matas secundárias, apresentando veredas, que se mantém pelo controle de um sistema edáfico sensível, que se associa a um regime de enchentes (Amaral *et al.* 2007, Bastos 1984).

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

1.5.1 Amostragem

Os testemunhos foram coletados com o auxílio de um trado russo, peat sampler (Cohen & Lara 2003) e acondicionados em tubos de PVC, selados com papel filme. As amostras foram armazenadas em ambiente refrigerado com temperatura em torno de 4° C, buscando evitar a proliferação de microrganismos, que metabolizam o carbono, realizando trocas com a atmosfera e contaminando as amostras o que leva a obtenção de dados imprecisos durante a datação de ^{14}C (Colinvaux *et al.* 1999).

1.6 PROCEDIMENTOS DE LABORATÓRIO

1.6.1 Datação ^{14}C

Os procedimentos para datação foram realizados no Laboratório C-14 do CENA/USP e na Universidade Federal Fluminense (LACUFF). Inicialmente, as amostras foram limpas, removendo raízes e outros fragmentos vegetais recentes, com o auxílio de um estéreo-microscópio (lupa), para evitar contaminação da matéria orgânica pretérita. Para o tratamento químico do material residual, foi utilizado HCl 2% durante 4 horas, visando a remoção de carbono inorgânico. Após isso, as amostras foram lavadas com água destilada até atingir o pH neutro (7). Em seguida o material foi levado à uma estufa para desidratação sob a temperatura de 50°C (Pessenda *et al.* 2015). Para a datação da matéria orgânica presente no sedimento as amostras foram enviadas à Universidade Federal Fluminense, onde foram datadas utilizando o método AMS (Accelerator Mass Spectrometry). As idades são relatadas de modo convencional (anos A.P.) e idade calibrada (anos cal. A.P.) ($\pm 2\sigma$) de acordo com Reimer *et al.* (2013). Para a calibração foi utilizado o Calib 7.1 (<http://calib.org>) e a curva IntCal13.

1.6.2 Datação ^{210}Pb

A técnica de datação por meio de ^{210}Pb foi realizada no Laboratório de Análises Radiométricas do Centro Regional de Ciências Nucleares do Nordeste (CRCN-NE). Para estimar a taxa de sedimentação do testemunho, foi utilizado um contador proporcional de fluxo de gás para determinar ^{210}Pb , conforme descrito em Albuquerque *et al.* (2019). A geocronologia foi calculada utilizando o modelo de concentração inicial constante (CIC) aplicado ao excesso de ^{210}Pb (Godoy *et al.* 1998, Albuquerque *et al.* 2019, Guimarães *et al.*

2019). O método do ^{210}Pb é utilizado para determinar a idade dos sedimentos dentro da faixa de 100-150 anos.

1.6.3 Análise sedimentar

Foram realizadas radiografias (Raios X) dos testemunhos para melhorar a observação e descrição das estruturas sedimentares encontradas (Posamentier & Walker 2006). A descrição de fácies incluiu, descrição de cor (Munsell Color 2009), litologia, textura e estrutura (Posamentier & Walker 2006). Após a descrição de fácies, foi realizada a análise granulométrica do material sedimentar. O tamanho dos grãos foi obtido por meio de um analisador de partículas a Laser (Laser Diffraction, SALD 2101-SHIMADZU). As amostras para esse procedimento foram coletadas em intervalos de 5 cm e logo após lavadas com H_2O_2 (peróxido de hidrogênio) e água deionizada para remoção da matéria orgânica. As classificações seguiram o diagrama triangular de Shepard (Suguio 1973) baseado nos percentuais de areia, silte e argila, seguindo a classificação de Wentworth (Wentworth 1922). Os dados granulométricos foram processados no Software SYSGRAN (Camargo 2006). As análises foram realizadas no Laboratório de Oceanografia Química-UFPA.

1.6.4 Pré-tratamento das amostras de sedimento para análise do $\delta^{13}\text{C}$ e C-Total

As amostras foram transportadas até o Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP), onde foi iniciado o procedimento laboratorial, conforme Pessenda *et al.* (1996) e Saia (2006). No laboratório foram adicionadas às amostras HCl a 0,01M, para a remoção de carbono inorgânico e retirada de alguns contaminantes, como raízes e folhas, através da flutuação e respectivo peneiramento. Após o peneiramento, o material em suspensão passou pelo processo de decantação, para em seguida descartar a solução de ácido clorídrico sobrenadante e realizar a correção do pH (neutro). Após o procedimento, as amostras foram transferidas para uma estufa, a uma temperatura de 50°C , para a secagem, durante o período de aproximadamente 24 horas. Em seguida as amostras foram pulverizadas com o auxílio de um almofariz de porcelana e armazenadas em frascos plásticos. Após esse procedimento, cada amostra foi acondicionada em cápsulas de estanho (12 mm x 5 mm) e pesadas em uma balança analítica (Sartorius BP 211D, precisão 0,0001). Para as amostras mais arenosas, foi utilizada a massa de 70 mg e entre 20 e 30 mg para os

sedimentos mais argilosos. Em seguida o material foi enviado ao Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP) para a obtenção dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C-total. No Laboratório de Isótopos Estáveis as amostras foram analisadas em um Espectrômetro de Massas ANCA SL 2020, da Europe Scientific, que contém um analisador elementar acoplado.

1.6.5 Pré-tratamento das amostras de plantas para análise de $\delta^{13}\text{C}$

As amostras de plantas coletadas em campo foram acondicionadas em sacos plásticos e identificadas, conforme a espécie. Em laboratório essas amostras foram lavadas com água destilada para remoção de contaminantes (poeira, solo, insetos, etc). Em seguida, elas foram dispostas separadamente em recipientes de alumínio com a identificação, e secas em estufa (50°C) durante 24 horas. Após este procedimento, as amostras foram moídas em moinho e acondicionadas em frascos plásticos de acordo com sua identificação (Pessenda *et al.* 1996, Vidotto 2003).

Na sequência, as amostras foram pesadas (1 mg) e acondicionadas em cápsulas de estanho (8mm x 5mm), para que fossem encaminhadas ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP, e efetuadas as leituras no espectrômetro de massas.

1.6.6 Pré-tratamento das amostras de sedimento para análise de $\delta^{15}\text{N}$ DO N-Total

As amostras de sedimentos para a análise de $\delta^{15}\text{N}$ e do N-total seguiram o mesmo protocolo de pré-tratamento relatado para análise de carbono. Entretanto, a massa encaminhada ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP foi de aproximadamente 60 mg, conforme Saia (2006).

1.6.7 Análise polínica

A etapa inicial do processamento para a análise polínica consiste na produção de pastilhas de sedimento com 1 cm³ a partir da utilização de um cilindro com embolo móvel, confeccionado em aço inoxidável. Após a separação das amostras, foi iniciado o tratamento químico, conforme Colinvaux *et al.* (1999). A coleta do material foi realizada ao longo de todos os testemunhos utilizados na presente tese. As pastilhas confeccionadas foram colocadas em tubos de centrífuga de polipropileno, e adicionados aos tubos tabletes de marcadores exóticos, esporos de *Lycopodium* (Stockmarr 1971), visando realizar o cálculo da

concentração de pólen (grãos/cm³) e a razão da acumulação de pólen (grãos/cm²/ano). A concentração polínica original foi calculada pela razão entre os marcadores exóticos (*Lycopodium*). Cada tablete de marcados exótico é constituído por 10.600 esporos.

1.6.8 Extração de n-alcenos

A vidraria, volumétrica e não volumétrica, para a análise de n-alcenos foi imersa em solução alcalina (extram 5%), por um intervalo de 24h, com posterior enxágue com água destilada. A vidraria não volumétrica foi submetida a secagem em estufa (150°C) e calcinada a uma temperatura de 400°C, durante o intervalo de 4h. A vidraria volumétrica secou a temperatura ambiente com posterior esterilização por solvente orgânico n-hexano (HEX, 95%; P.A. - Honeywell) e diclorometano (DCM, 99,9%; P.A. - Honeywell) para a eliminação de agentes contaminantes. A sílica (SiO₂ – sílica gel 60 x 0,063 x 0,200 mm, Merck) e o sulfato de sódio (Na₂SO₄, 98 % pureza mínima, Synth) foram calcinados (400°C; 4h), visando a eliminação de possíveis interferentes. Antes do procedimento, ambos foram ativados em estufa (150°C) e resfriados em dessecador, onde foram mantidos até serem utilizados. O cobre utilizado na retirada do enxofre foi tratado com ácido clorídrico (HCl 2 mol.L⁻¹; P.A. - Merck), enxaguado com água destilada e imerso sequencialmente em acetona, HEX e DCM. O padrão de n-alcenos, n-C₈ e n-C₄₀ utilizados na calibração do equipamento foi obtido pela Sigma-Aldrich. Os padrões de eicoseno e hexadeceno são da SUPELCO (99,7 a 99,9% de pureza).

Foram pesadas em média 5 g de amostra sedimentar em uma balança de precisão analítica e armazenados em frascos de 30 ml. Em sequência foram adicionados sub-rogados (50 µl de p-terfenil; 2000 µg/ml+ [10 µl hexadeceno + 10 µl eicoseno;100mg/ml]) e 25 ml de uma mistura de HEX:DCM (1:1). Posteriormente, as amostras foram levadas ao ultrassom onde permaneceram por 15 min a 50°C, com a finalidade de promover a homogeneização das amostras. A solução resultante foi adicionada em balões de 100 ml com cobre ativado para a retirada do enxofre. Logo em seguida, o cobre foi retirado e as amostras foram concentradas em um evaporador rotativo a vácuo (Buchi® Rotavapor® R-215) até aproximadamente 1 ml. Os concentrados obtidos foram submetidos a um processo de *clean-up* em uma coluna contendo 3 g de sílica como fase estacionária. Utilizou-se 10 ml de hexano como solução de arraste. Os extratos obtidos foram concentrados no evaporador rotativo à vácuo, transferidos para frascos, avolumados para 500 µl e entregues para a quantificação (GC-FID). Estas

análises foram realizadas no Laboratório de Geoquímica Marinha da Universidade Federal da Bahia (GeoqMar-UFBA), em parceria com o Laboratório de Estudos do Petróleo (LAPETRO – UFBA).

1.7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

1.7.1 Manguezais: a dinâmica desses ecossistemas durante o Holoceno na costa leste da América do Sul

Os manguezais da costa brasileira são encontrados distribuídos em uma área de aproximadamente 10 mil km², entre as latitudes 04°30'N e 28°S, sob uma grande variabilidade de condições ambientais (Diniz *et al.* 2019). Essas condições são fatores limitantes ao seu desenvolvimento e estão associadas a influência da maré, aporte de água doce e sedimentos, disponibilidade de nutrientes, temperatura adequada, alta pluviosidade, além do fator biótico ligado a disponibilidade de espécies nas diferentes regiões (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990).

As florestas de manguezal que desfrutam de condições ideais, principalmente na região norte brasileira, apresentam exuberância e estrutura que pode alcançar até 40 m de altura (*Rhizophora*). Em contrapartida, no limite latitudinal sul do Brasil é possível encontrar indivíduos que não ultrapassam 1,5 m de altura (*Laguncularia*), com feições arbustivas, conforme Schaeffer-Novelli *et al.* (1990).

Em um estudo realizado por Ribeiro *et al.* (2018), considerando dados geomorfológicos, análise vegetacional por sensoriamento remoto, dados sedimentares, dados isotópicos e análise polínica de quatro testemunhos sedimentares, os autores demonstraram que os manguezais ao longo do rio Ceará Mirim, no Rio Grande do Norte, nordeste brasileiro, sofreram, em seu desenvolvimento, influência estuarina desde pelo menos aproximadamente 6920 anos cal AP, após o aumento do nível do mar pós-glacial, se mantendo estável entre o Holoceno médio e tardio. A dinâmica dos manguezais nessa região foi associada a processos autogênicos, como por exemplo a migração de canais de maré.

No litoral do Estado da Bahia, os manguezais colonizaram regiões a cerca de 34 km a montante do rio Jucuruçu, conforme dados apresentados por Fontes *et al.* (2017), durante o Holoceno médio, entre 7400 e 5350 anos cal AP. Entretanto, por volta de 5350 anos cal AP, os manguezais dessa região foram substituídos por vegetação típica de ambiente fluvial. Na

foz do rio Jucuruçu foi registrada implantação dos manguezais por volta de aproximadamente 600 AP (Moraes *et al.* 2017). Portanto, a dinâmica desses ecossistemas no litoral nordestino brasileiro está relacionada com flutuações do nível relativo do mar, assim como com a descarga dos rios dessa região, e a migração de canais na zona costeira.

No litoral sudeste, a dinâmica dessas florestas tem sido controlada principalmente pelo fornecimento de sedimentos associado às flutuações do nível relativo do mar, assim como pela dinâmica dos canais. A elevação pós-glacial do nível do mar também causou mudanças no ambiente costeiro ao longo do sudeste do Brasil (Giannini *et al.* 2007, Guedes *et al.* 2011, Pessenda *et al.* 2012), o que resultou na formação de numerosas lagoas e estuários.

Durante o Holoceno inicial e médio, vários estudos sobre a zona costeira brasileira indicam mudanças climáticas significativas e flutuações do nível relativo do mar (Suguio *et al.* 1985, Dominguez *et al.* 1992, Angulo & Lessa 1997, Bezerra *et al.* 2003, Martin *et al.* 2003, Martin *et al.* 2003, Martin *et al.* 2003, Cohen *et al.* 2005a,b, Angulo *et al.* 2006), os quais provocaram diversas mudanças na dinâmica dos manguezais, levando a movimentos de retração e expansão, como podem ser observados nos capítulos III ao VII da presente tese.

1.7.2 A dinâmica dos manguezais no litoral Norte do estado da Bahia

Na região norte do litoral baiano (capítulo III), foz do rio Itapicuru, as datações realizadas por ^{210}Pb permitiram a obtenção de uma taxa de sedimentação de $0,54 \pm 0,05$ cm ano⁻¹, e revelaram idades até o ano de 1907. A matriz sedimentar consistiu predominantemente de areia, com uma variação na faixa de 77,4 a 93,6%, conforme também relatado em trabalhos anteriores de Silva (2009), Farias (2014) e Santana (2018). A maior concentração de areia neste setor possivelmente está relacionada com a presença de sistemas de dunas existentes nas proximidades da região.

A análise da matéria orgânica revelou concentrações de carbono orgânico total (COT) entre 0,65 e 2,51%, nitrogênio total (NT) entre 0,07 e 0,13%. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ foram registrados entre -28,8 a -24,3‰. Os resultados de $\delta^{15}\text{N}$ foram de -6,23 a 1,83‰. Os resultados das análises de n-alcenos totais (AlcTot) indicaram valores entre 1331 e 7384 ng.g⁻¹. Esses valores se encontram na faixa relatada para ambientes costeiros tropicais. Além disso, foi possível observar correlação positiva entre os percentuais de lama e as concentrações supracitadas ($r=0,81$, $p<0,0002$; $r=0,70$, $p<0,004$ e $r=0,88$, $p<0,001$).

A matéria orgânica tem sua origem descrita com precisão a partir da correlação positiva significativa entre AlcTot e COT ($r= 0,70$, $p< 0,003$), o que indica a influência de um mesmo processo deposicional. A razão entre COT e NT permitiu a identificação da matéria orgânica como sendo derivada de algas marinhas, nas profundidades mais próximas da base. Enquanto na região mais próxima da superfície houve presença de matéria orgânica típica de origem de vegetação de grande porte. Esses valores refletem a influência de plantas de ciclo fotossintético C_3 . Portanto, os resultados são corroborados pela presença das espécies vegetais na região, principalmente pela presença do manguezal (*Rhizophora mangle* e *Laguncularia racemosa*), além de mata atlântica (Menezes *et al.* 2009), a qual contribui para valores de matéria orgânica terrestre.

Os resultados de n-alcenos apontam para a predominância de compostos com número ímpar de carbono, representados principalmente por n-C27, n-C29 e n-C31. Essas são cadeias longas relacionadas a plantas terrestres. Nesse contexto, foram utilizadas análises com razões diagnósticas que indicam a fonte da matéria orgânica. Assim, a predominância de cadeia de alto peso molecular (APM) sobre as de baixo peso molecular (BPM) variou de 0,17 a 0,93, com valores próximos a 1, apontando para a presença de matéria orgânica relacionada a meio aquática, sendo observada na base dos sedimentos dessa região (Gearing *et al.* 1976).

O índice preferencial de carbono (CPI) encontra-se na faixa de 2,79 a 13,1, mantendo-se um valor médio de 5, com a maior parte dos resultados presentes abaixo da média. Assim, os resultados implicam na presença de plantas terrestres vasculares (Schefuß *et al.* 2003). O índice de produtividade aquática (Paq), foi relatado na faixa de 0,12 a 0,55, com pequena influência de plantas aquáticas, e maior de influência terrestre (0,12 a 0,28), também podendo ser relacionado a plantas monocotiledôneas (Schefuß *et al.* 2003, Albergaria-Barbosa, 2013).

O tamanho médio da cadeia (ACL) foi obtido no intervalo de 26,9 e 28,9, o que aponta para a influência de vegetação ribeirinha (Albergaria-Barbosa 2013). O índice alceno (AI), apresentou valores registrados no intervalo de 0,21 e 0,63, os quais são indicativos de aporte de matéria orgânica de vegetação ribeirinha (Albergaria-Barbosa, 2013).

Os resultados polínicos para essa região indicaram a formação de duas zonas (capítulo III). A primeira zona é indicada no intervalo de 85 a 34 cm (1940 a 1989 AD), enquanto a segunda zona corresponde ao intervalo de 34 a 0 cm (1989 a 2017 AD).

A primeira zona é marcada pela diminuição da vegetação de manguezal (8-30%),

representada por *Rhizophora* (5-30%) e *Laguncularia* (3-10%). As ervas, árvores e arbustos são representadas por Poaceae (3-70%), Cyperaceae (4- 25%), Rubiaceae (10- 38%), Fabaceae (3-35%), Moraceae (3-34%), Euphorbiaceae (5-30%), e Melastomataceae/Combrataceae (5-34%). As palmeiras declinam nesta zona, com porcentagens variando entre 3 e 50%. Os esporos possuem como principais representantes Polypodiaceae (5-17%) e Pteridaceae (5-7%). Além desses resultados, foram registrados também foraminíferos na faixa de 5 a 50%.

A segunda zona polínica foi marcada por uma tendência de aumento da vegetação de manguezal (20-50%), com o aumento das concentrações de *Rhizophora* (15-50%) e *Laguncularia* (5-15%). As ervas, árvores e arbustos são representadas por Poaceae (20-40%) e Cyperaceae (10-50%) Rubiaceae (5-20%), Fabaceae (10-40%), Moraceae (5-40%), Euphorbiaceae (10-20%), e Melastomataceae/Combrataceae (5-40%). As palmeiras apresentaram progressão com valores variando entre 5 e 40%. Os esporos têm como principais representantes Polypodiaceae (5-20%) e Pteridaceae (5-30%). Nesta fase, assim como na anterior foram observadas a presença de foraminíferos com variação na faixa de 5 e 50%.

A integração dos dados obtidos com a matriz sedimentar aponta para a mudança temporal da matéria orgânica, assim como da vegetação na região (capítulo III), apresentando como principais fontes as vegetações de ciclo fotossintético C₃ e macrófitas, com aporte de carbono orgânico marinho, marcando o aumento da influência marinha na região, principalmente nas últimas décadas.

O ecossistema de manguezal na foz do rio Itapicuru apresentou alterações ao longo dos últimos 100 anos. Essas mudanças ocorreram principalmente devido as variações ambientais ocasionadas por mudanças no aporte fluvial, pois essas forçantes podem ter alterado a estabilidade dos manguezais nessa zona por estarem intimamente ligadas a condições ideais para o seu desenvolvimento e manutenção.

As características geoquímicas como temperatura, pH, salinidade, aporte sedimentar, pluviosidade e influência fluviomarinha são importantes para o desenvolvimento deste tipo de vegetação, ao passo que as condições de vazão do rio Itapecuru, no final da década de 80, se modificaram influenciando para o melhor desenvolvimento dos manguezais nessa área. A partir desta ocorrência houve uma diminuição da vazão do rio, contribuindo para o aumento do gradiente de salinidade pela conexão com o ambiente marinho, ao longo do estuário, desde

pelo menos as três últimas décadas, resultando no desenvolvimento desses manguezais, atualmente, ainda em processo de expansão.

A associação de dados paleoambientais permitiu inferências sobre o sistema deposicional ao qual esses manguezais se desenvolveram. Nesse contexto, pode se considerar que ao longo de seu período de formação, o sistema esteve sob a influência de flutuações do nível do mar (Tomazelli 1990), apresentando fases de erosão e deposição pela influência de uma hidrodinâmica de alta energia. Todavia, nos últimos anos houve um aumento da contribuição terrestre para a planície de maré. Além disso, é possível observar também a presença de gêneros de manguezal com crescimento.

Os dados geoquímicos apontam para a contribuição direta de matéria orgânica de plantas de ciclo fotossintético C_3 e C_4 . Na base do testemunho, essa relação foi estabelecida pela presença de macrófitas emersas e monocotiledôneas (C_3), representadas por samambaias, além da presença de *Spartina sp* (C_4), constituindo pântanos salgados mais resistentes em contraposição às espécies de manguezal. Atualmente, a presença de plantas C_4 encontra-se reduzida por conta de competição intraespecífica com as espécies de manguezal, que apresentam uma maior exuberância em termos quantitativos na região.

Por fim, a distribuição temporal dos n-alcanos corrobora para a inferência do cenário de expansão do manguezal, visto que houve o aumento do IPC e a diminuição do PAQ e IA, o que revela uma alteração nas fontes relatadas migrando de macrófitas emersas/monocotiledôneas, para vegetação do tipo C_3 , como o manguezal, por exemplo. O aumento de AlcTot aponta para a tendência de um possível equilíbrio entre essas espécies, visto que não ocorreu a substituição plena de macrófitas por espécies de manguezal, sendo observada a presença de ambas na área de estudo. Essa relação pode ter sido importante para o surgimento do manguezal.

Além disso, o ambiente deposicional registrou aumento na taxa de sedimentação, possivelmente como resultado da instalação do manguezal, representado inicialmente por *Laguncularia racemosa*, que em associação diminuem a erosão permitindo a colonização de outras espécies (Connel & Slatyer 1977, Davis 1940).

1.7.3 A dinâmica dos manguezais no estado do Espírito Santo

Para a análise dos manguezais no Estado do Espírito Santo foi realizada a integração dos dados de datação, palinologia, granulometria, razão C:N e n-alcanos (capítulos IV ao VII).

No testemunho MBN a análise granulométrica revelou a presença de pacotes de areia e lama com laminação paralela e estruturas de bioturbação (capítulo IV), o que indica alteração no fluxo de energia, possivelmente relacionados a períodos alternados de erosão e deposição como é o caso de eventos de sucessão de canais (Allen 1982, McLaurin & Steel, 2007). O ambiente descrito é resultado da formação de uma barra em pontal colonizada nas bordas por vegetação herbácea e de manguezal, que se desenvolveu ao longo da linha de costa durante o Holoceno tardio. Esse contexto expressa a relação existente entre a descida do nível do mar (Angulo *et al.* 2016) e a oferta de sedimento próximo à bacia de drenagem (França *et al.* 2016), assim como à migração de canais.

A análise isotópica, elementar e de n-alcanos, permitiu a identificação da origem da matéria orgânica como resultado da combinação de plantas terrestres do tipo C₃ com a presença de carbono orgânico dissolvido em ambiente marinho, apontando para a influência marinha nos canais de maré e nas zonas estuarinas entre aproximadamente 2660 e 2215 anos cal AP (capítulo IV). Por volta de aproximadamente 2215 a 2074 anos cal AP foi constatada a presença de vegetação herbácea com sucessão para manguezal em vista de um ambiente com a presença de ondas de baixa energia e baixo fluxo de correntes, com taxa de sedimentação em torno de 20 mm/ano. Esse cenário é evidenciado pela presença de sedimentos argiloso-siltosos e arenosos, com laminações cruzadas, ondulações e presença de manguezais.

A análise de $\delta^{13}\text{C}$ e razão C:N evidenciou a origem da matéria orgânica, sendo está caracterizada como proveniente de plantas terrestres do tipo C₃ com influência aquática marinha (capítulo IV). Os dados de $\delta^{15}\text{N}$ sugerem um aumento na influência de matéria orgânica de origem aquática (~5%, Sukigara e Saino, 2005), porém na forma de mistura, visto que os valores de carbono e nitrogênio crescem, o que também aponta para o desenvolvimento de manguezal na região. Por volta de 2074 anos cal AP é possível observar o desaparecimento de *Avicennia* e *Rhizophora*. Entretanto, houve resistência de *Laguncularia*, o que aponta para uma provável migração de canal e diminuição do nível do mar.

A presença de sedimentos caracterizados por acamamento lenticular heterolítico

(HI), com tendência para deposição de areia, é uma característica de canal estuarino distal, a qual se apresenta desde aproximadamente 1337 e 900 anos cal AP, em direção à superfície, com presença de plantas e raízes. Portanto, esses são indícios de um substrato mais consolidado favorável ao desenvolvimento de manguezais na planície de maré próxima à foz do rio Barra Seca. O manguezal foi caracterizado pela presença do gênero *Laguncularia*. Além da presença do manguezal, houve também a presença de ervas a partir aproximadamente 2074 anos cal AP.

Na foz do rio Barra Seca foi possível identificar 3 fases. A primeira fase ocorreu com a presença de uma barra em pontal, no intervalo de aproximadamente 2662 e 2215 anos cal AP, com início do manguezal, colonizado por *Avicennia*, *Rhizophora* e *Laguncularia*. Entretanto, a segunda fase, que ocorreu entre aproximadamente 2215 e 2075 anos cal AP foi marcada pelo desaparecimento dos gêneros *Avicennia* e *Rhizophora*. Essa fase foi marcada pelo desenvolvimento de uma planície de maré, colonizada ainda por manguezal e vegetação herbácea. A terceira fase se desenvolveu a partir de aproximadamente 2075 anos cal AP até o presente, a qual foi marcada pelo desenvolvimento de *Laguncularia*, em condições planas, sem flutuações expressivas de maré na foz do rio Barra Seca, com o topo colonizado novamente por *Rhizophora* (capítulo IV).

Os dados referentes ao testemunho URU 2 indicam períodos com desenvolvimento vegetacional marcado em duas fases (capítulo VII). A primeira fase foi regida por um nível relativo marinho acima da posição atual, possibilitando o estabelecimento de manguezais. A segunda fase foi marcada pela retração de manguezais e aumento da vegetação herbácea, o que pode ter ocorrido pelo aumento da umidade e, conseqüentemente, aporte de água doce pela vazão de rios na planície costeira, diminuindo a influência marinha em paralelo à descida do nível relativo marinho na região.

A presença de árvores e arbustos é caracterizada pela predominância de *Cecropia* e Myrtaceae, vegetação típica de restinga. A presença de grãos de pólen típicos de árvores e arbustos é resultado da influência de representante do planalto costeiro, com origem nos tabuleiros costeiros do Estado do Espírito Santo, colonizados por famílias como: Myrtaceae, Sapotaceae, Euphorbiaceae, Bignoniaceae e Fabaceae. O grupo de ervas é considerado o mais representativo, nesta região, formado principalmente por Poaceae, Solanaceae e Cyperaceae. Quando avaliados ao longo do testemunho URU2, a análise polínica revela o aumento significativo em direção ao topo implicando em um aumento da umidade local, o que pode ser inferido principalmente pela presença de Cyperaceae, indicadoras de umidade. Além disso,

foram observados também os esporos, com destaque para as famílias de Polypodiaceae e Pteridaceae. Assim, o maior quantitativo de esporos ao longo do testemunho sedimentar aponta para a presença de um ambiente úmido com transporte por meio aquoso.

Por fim, a presença de palmeiras é registrada principalmente pela família de Arecaceae, que no testemunho URU2 foi encontrada no intervalo de 400 a 150 cm de profundidade, apontando para um ambiente quente úmido. Entretanto, sua ocasional diminuição possivelmente se deu a partir de uma perturbação natural, como um incêndio, hipótese esta que pode ser sustentada pela presença de carvão nas profundidades 273 e 233 cm, o que corresponde à transição do período seco para o úmido.

No litoral central sul do Estado do Espírito Santo, próximo à cidade de Vitória e Vila, foi coletado do testemunho JUCU (capítulos V e VI). A datação C-14 registrou uma idade de aproximadamente 2210 anos cal AP. As taxas de sedimentação variaram entre 0,23 e 44 mm. ano⁻¹. Os sedimentos no testemunho foram caracterizados pela predominância de areia e silte. Ao longo do testemunho houve a intercalação com pacotes de argila em menor proporção. Seu maior quantitativo foi observado no intervalo de 49 a 52 cm (30%).

A análise polínica permitiu a subdivisão do testemunho em quatro zonas distintas. A primeira zona é caracterizada pela predominância de grãos de pólen de ervas, que variaram entre 34 e 72%, com presença de Cyperaceae (24 a 30%), Poaceae (10 a 20%), Asteraceae (~10%) e Cannabaceae (~10%). A vegetação arbustiva (~48%) foi composta principalmente por Euphorbiaceae (~24%), Fabaceae (~19%) e Rubiaceae (~5%). As palmeiras (11 a 20%) também foram registradas, representadas por Arecaceae (9 a 20%). Nesta zona também ocorreu a presença de vegetação arbórea (10%), representada por Myrtaceae (10%). Além dos representantes polínicos, houve presença também de esporos de pteridófitas ($\pm 20\%$), caracterizados pela presença Polypodiaceae (10 a 20%), trilete psilado (12 a 18%), monolete verrugado, (5 a 12%) e monolete echinate (~1%). Houve também o registro de fungos (5 a 19%) e micro-foraminíferos (~15%).

A segunda zona é marcada pela predominância de representantes de manguezal, o que marca o período de instalação dessas espécies na região. É observado a presença de *Laguncularia* (~9%), que se encontra de forma contínua, *Rhizophora* (~2%) de forma menos expressiva, seguido de *Avicennia* (~2%). A planície herbácea (45 a 62%) está representada principalmente pela família Poaceae (18 a 37%), Cyperaceae (9 a 25%), Asteraceae (~10%), Moraceae (~5%), Asteraceae (~10%), Alismataceae (~8%), Malvaceae (~8%), Polygonaceae

(~8%), Eriocaulaceae (~4%), Cannabaceae (~4%), Malvaceae (~2%), Amaranthaceae (~2%), Convolvulaceae (~ 2%) e Marcgraviaceae (~ 2%). Ainda nesta zona é possível observar a presença de grãos relacionados à vegetação arbustiva com variação de 20 a 27%, representados por Euphorbiaceae (~12%), Rubiaceae (~11%), Fabaceae (4 a 10%), Cactaceae (~9%), Aquifoliaceae (~4%), Myristicaceae (~4%), Araliaceae (~2%), Loranthaceae (~2%) e Myrsinaceae (~2%). Ocorreu nesta zona também a presença de palmeiras (7 a 23%), representadas pela família Arecaceae (4 a 23%). A vegetação arbórea (6 a 19%) foi representada por Combretaceae (2 a 8%), Myrtaceae (2 a 7%), Apocynaceae (~7%), Ulmaceae (~4%) e Bignoniaceae (~4%). Esporos de pteridófitas também apareceram em condições elevadas (~65%), representados por Pteridaceae (8 a 64%), Polypodiaceae (8 a 52%), trilete psilado (~24%) e monoete verrugado (~13%). Ocorreu nesta zona também a presença de fungos (~36%) e micro-foraminíferos (~10%).

A terceira zona apresenta gêneros correspondentes a manguezais como *Laguncularia* ($\pm 6\%$) e *Rhizophora* ($\pm 1\%$). Nesta zona foi observada a diminuição dos representantes da planície herbácea quando comparado com a zona 2, que representa o maior grupo em termos percentuais. Os esporos de pteridófitas também apareceram em condições elevadas ($\pm 90\%$), representados por Polypodiaceae (~88%), Pteridaceae (4 a 72%), monoete psilado ($\pm 40\%$), monoete verrugado ($\pm 15\%$), trilete psilado ($\pm 12\%$) monoete echinate ($\pm 6\%$) e Trilete verrugado ($\pm 1\%$). Também foi registrada a presença de fungos ($\pm 44\%$) e micro-foraminíferos ($\pm 2\%$).

Por fim, a zona 4 apresenta como principal representante as espécies de manguezal, com ocorrência dos gêneros *Laguncularia* (2 a 8%) e *Rhizophora* ($\pm 2\%$). Este intervalo é caracterizado pela maior porcentagem de grãos de pólen da planície herbácea, que variam entre 42% e 53%, representada em maior porcentagem pelas famílias Poaceae (20 a 27%), Cannabaceae (2 a 12%), Asteraceae (~10%), Moraceae (5 a 9%), Amaranthaceae (~6%) e Cyperaceae (~4%). A vegetação arbórea é caracterizada por grãos das famílias de Apocynaceae (5 a 15%), seguida por Ericaceae (9 a 12%), Combretaceae (0 a 11%), Myrtaceae (5 a 7%) e Ilex ($\pm 2\%$). Houve presença da família Arecaceae (15%). Em relação aos esporos os percentuais variaram até 30% com destaque para a maior ocorrência de monoletes psilados (8 a 24%), seguidos de triletes verrugados (~7%), monoletes verrugados (~6%) e triletes psilados (~6%). Nesta zona foi registrada também a presença de fungos (~33%) e micro-foraminíferos (~2%).

1.8 CONCLUSÕES

A análise comparativa entre os manguezais localizados no litoral do Estado da Bahia e no Estado do Espírito Santo revelou que esses ecossistemas foram estabelecidos ao longo do Holoceno médio e tardio. A dinâmica desses ecossistemas nessas regiões está relacionada principalmente com flutuações do nível do mar, assim como com migrações de canais, sob aspectos sedimentológicos, bem como às mudanças climáticas.

Com base na integração dos dados sedimentares, datações ^{210}Pb , dados palinológicos, dados isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$), resultados de carbono orgânica total e nitrogênio total coletados na margem da foz do rio Itapicuru, litoral norte da Bahia foi possível constatar que os manguezais dessa região estão presentes desde pelo menos 1940 AD. Entretanto, com o registro de expansão durante as últimas três décadas, como resultado das alterações das características físico-químicas do estuário e das condições de vazão e dos índices pluviométricos registrados na bacia hidrográfica do rio Itapicuru, possivelmente influenciados pelo El Niño, promovendo alterações no clima da região.

Os dados dos manguezais do litoral do Estado do Espírito Santo revelaram que os manguezais apresentaram respostas às flutuações do nível relativo do mar, assim como à dinâmica sedimentar durante o Holoceno tardio. Os resultados mostram que o manguezal pode ser resiliente às flutuações do nível do mar no Atlântico, mas que a composição florística pode ser alterada. Portanto, no presente estudo foi concluída uma questão-chave de pesquisa de amplo interesse, revelando a resposta dos manguezais à dinâmica dos sedimentos e às flutuações do nível do mar.

No litoral norte do Espírito Santo os manguezais existem na zona costeira atual desde pelo menos aproximadamente 2660 anos cal AP, com uma história paleoambiental dividida em três fases: 1) formação de uma barra em pontal em uma planície de maré com influência estuarina (2660 até 2050 anos cal AP), com presença de manguezais colonizados por *Laguncularia*, *Rhizophora* e *Avicennia*; 2) desaparecimento de manguezais colonizados por *Rhizophora* e *Avicennia*, com respectiva colonização da planície de maré por manguezais de *Laguncularia* (2050 até 900 anos cal AP); e 3) planície de maré com manguezais de *Laguncularia* e reaparecimento do gênero *Rhizophora* em períodos mais recentes.

A sucessão de uma comunidade mista de manguezais (*Rhizophora*, *Laguncularia* e *Avicennia*) para uma comunidade monoespecífica de manguezal composta apenas por *Laguncularia* é provavelmente resultado das diferentes tolerâncias desses táxons às variações

na salinidade, à deposição de sedimentos associada às mudanças no nível do mar e à dinâmica dos canais.

Os dados palinológicos, sedimentares e de datação C-14 obtidos da planície costeira na região central sul do Estado do Espírito Santo, na foz do rio Jucu identificaram a dinâmica da vegetação e a dinâmica sedimentar, os quais são correlacionadas com as flutuações do nível relativo do mar e com as mudanças climáticas que ocorreram durante o final do Holoceno. Até por volta de 2210 anos cal AP o nível relativo do mar estava acima da posição atual e o clima era mais úmido, influenciando fatores hidrodinâmicos e chuvas mais intensas, que não foram favoráveis ao estabelecimento dos manguezais neste período, na foz do rio Jucu. Após esta época houve predomínio de sedimentos silto-arenosos e instalação de manguezais, inicialmente colonizados por *Laguncularia*. Posteriormente houve a instalação de *Rhizophora* e *Avicennia*, ocorrendo de forma pouco expressiva. Após ± 460 anos cal AP até o presente houve predomínio de vegetação herbácea e o número de esporos diminuiu, possivelmente evidenciando um clima mais seco. Nesse período, o aparecimento de grãos de pólen de *Laguncularia* e *Rhizophora* ocorreu quase continuamente, o que pode ser explicado pela predominância de sedimentos silte-argilosos. Portanto, a instalação e o desenvolvimento do manguezal na foz do rio Jucu foram possíveis principalmente devido à variação do nível relativo do mar e às oscilações climáticas. No entanto, são necessários mais estudos para compreender a dinâmica dos manguezais modernos, de acordo com os novos cenários de mudanças climáticas e aumento do nível do mar.

CAPÍTULO 2 FERRAMENTAS APLICADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS COSTEIROS DURANTE O HOLOCENO

2.1 INTRODUÇÃO

O tempo geológico registra todo o tempo existente desde a formação do planeta, marcando os eventos ocorridos, registrados em rochas, sedimentos e fósseis, dimensionando as pesquisas geológicas (Ma *et al.* 2023). Portanto, a escala de tempo geológico internacional foi estabelecida e publicada pela Comissão Internacional de Estratigrafia (ICS; stratigraphy.org). Um padrão representativo é a Carta Estratigráfica Internacional, que apresenta uma estrutura hierárquica e ordinal (Cox & Richard 2005, Cox & Richard 2015, Michalak 2005).

Nesse contexto, é registrado o Holoceno, época que iniciou em 11.700 anos, a qual é dividida em Greenlandiano (11.700-8.200 anos), Northgrippiano (8.200-4.200 anos) e Megalayano (últimos 4.200 anos), conforme a Comissão Internacional de Estratigrafia (ICS; stratigraphy.org).

Uma das principais ferramentas utilizadas em estudos paleoambientais de zonas costeiras é a sondagem de sedimentos (França *et al.* 2019). Testemunhos de sedimentos fornecem um registro das condições ambientais pretéritas, incluindo mudanças no nível do mar, temperatura, salinidade e taxas de sedimentação. Portanto, ao analisar as camadas de sedimentos em testemunhos, podem ser adquiridos dados e informações sobre o clima do passado, as condições oceanográficas e ecológicas na zona costeira.

Visando compreender o passado holocênico da zona costeira brasileira, diversos trabalhos têm se dedicado na interpretação de dados paleoambientais, pois as mudanças climáticas e as oscilações do nível do mar no Atlântico produziram um impacto na dinâmica sedimentar e no deslocamento dos ecossistemas costeiros (Suguio *et al.* 1985, Dominguez *et al.* 1992, Ledru *et al.* 1996, Angulo & Lessa 1997, Behling *et al.* 1998, Grimm *et al.* 2001, Bezerra *et al.* 2003, Martin *et al.* 2003, Cohen *et al.* 2005a,b, Angulo *et al.* 2006, Vedel *et al.* 2006, Behling *et al.* 2007, Sawakuchi *et al.* 2008, Lara & Cohen 2009, Zular *et al.* 2013, Guimarães *et al.* 2012, 2013, Buso Junior *et al.* 2013, França *et al.* 2012, 2013a,b, 2016, 2019).

A zona costeira brasileiro é amplamente controlada por interações complexas que envolvem gradientes de oscilação das marés, descarga fluvial, correntes litorâneas,

fornecimento de sedimentos, nutrientes e ventos (Dominguez 2006, Schaeffer-Novelli *et al.* 2000, Cohen *et al.* 2005a,b, Amaral *et al.* 2006, Pessenda *et al.* 2012, Smith *et al.* 2012). Portanto, essas pesquisas são cruciais para o entendimento da história evolutiva da zona costeira, bem como dos seus ecossistemas.

Assim, visando compreender dinâmicas ambientais pretéritas, neste capítulo serão apresentadas nos itens abaixo as ferramentas utilizadas em estudos paleoambientais, com o destaque para os hidrocarbonetos, os quais serão comparadas com os dados polínicos, sedimentológicos, isotópicos e elementares da presente tese, considerando as regiões litorâneas da Bahia e do Espírito Santo.

2.2 DATAÇÃO ^{14}C

Isótopos radioativos são elementos químicos com núcleos instáveis (muito energéticos), que sofrem desintegração radioativa espontânea ou artificial, causando a formação de um elemento energeticamente estável (Figura 1), e a emissão de partículas (α , β) ou ondas eletromagnéticas (Feltre 2004, Boni & Goldani 2007).

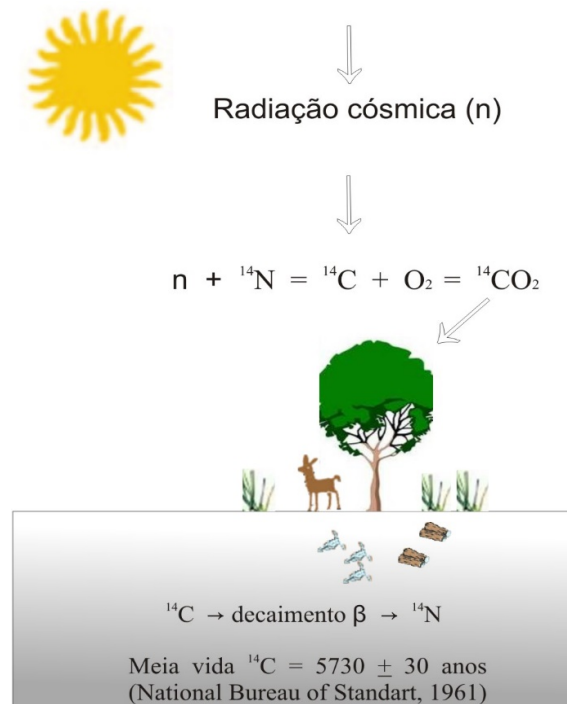


Figura 1- Formação natural do ^{14}C na alta atmosfera, em seguida a incorporação nos seres vivos (vegetais e animais) e o decaimento radioativo após a morte destes. Fonte: França (2013).

Dentre os métodos utilizados na reconstituição paleoambiental, se destaca a importância das datações ^{14}C como ferramenta auxiliar na identificação da idade geológica para os estudos da paleovegetação e de paleoclimas, permitindo estabelecer a cronologia dos eventos, ajudando na interpretação dos paleoambientes.

Na alta atmosfera é formado o isótopo radioativo do átomo de carbono (^{14}C) pela interação de nêutrons, provenientes dos raios cósmicos, com átomos de ^{14}N (7 prótons e 7 nêutrons). Esse elemento, por ser instável, possui um decaimento radioativo de aproximadamente 5730 anos (± 30 anos) (Libby, 1949).

O ^{14}C vem sendo utilizado como meio para datação desde os anos de 1950 em determinações cronológicas de eventos ocorridos até aproximadamente 50.000 anos passados, em estudos diversos (Pessenda *et al.* 1991, 1996, 1997). Esse isótopo é produzido constantemente na alta atmosfera, passando posteriormente por processo de oxidação. Uma vez oxidado, ele é convertido para compostos orgânicos e entra no ciclo global de carbono, juntamente a isótopos estáveis, sendo assimilado por organismos vivos. O processo da fotossíntese associado à cadeia alimentar, constitui a principal via de acesso para o ^{14}C . Como a taxa de produção de ^{14}C é relativamente constante. Sabe-se que a razão $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ presente nos seres vivos é muito próxima a do estoque atmosférico (Broecker 2003, Nave 2006). O ^{14}C é incorporado constantemente pelos seres vivos, cessando apenas no momento de sua morte.

A datação é realizada quantificando o ^{14}C residual da matéria orgânica com base no período de meia-vida. A idade da amostra pode ser determinada em razão da atividade residual desta, diminuindo exponencialmente com o aumento do tempo em que a amostra parou de assimilar ^{14}C , como mostra a Equação 1:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (1)$$

A = atividade da amostra

A_0 = atividade inicial (padrão ácido oxálico)

λ = constante de desintegração

t = tempo (idade da amostra)

A atividade do material a ser analisado pode ser determinada através de um espectrômetro de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo (Pessenda & Camargo 1991), determinando sua idade (Equação 2):

$$t = -8,033 \ln A/A_0 \quad (2)$$

2.3 RAZÃO ISOTÓPICA $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}$)

A assimilação de ^{13}C e ^{12}C ocorre de modo distinto devido a fatores físicos, químicos e biológicos, que influenciam o fracionamento isotópico (Pessenda *et al.* 1991, 1996, 1997). É possível observar pequenas variações isotópicas entre a vegetação e a matéria orgânica presente no solo. A concentração de ^{13}C varia entre o material mais enriquecido para o menos enriquecido na faixa de 2%. Para determinar o fracionamento isotópico é realizada a análise da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ em amostras gasosas por um espectrômetro de massas, e suas razões são expressas em delta (δ), descrito de acordo com a equação abaixo (Equação 3):

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{padrão}}}{R_{\text{padrão}}} \times 1000 \quad (3)$$

Onde $R = \text{C}^{13}/\text{C}^{12}$.

Os valores de “R” indicam a proporção de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de uma amostra em relação ao padrão do molusco fóssil *Belemnitella americana* da formação Pee Dee, da Carolina do Sul, EUA (VPDB). As razões estabelecidas apresentam informação a respeito da presença de plantas de ciclos fotossintéticos C_3 e C_4 (Jong & Mook 1980). Essa avaliação é importante, pois permite realizar inferências sobre a contribuição dos tipos de vegetação nos ecossistemas e sua dinâmica com o passar do tempo.

2.4 CICLOS FOTOSSINTÉTICOS E FRACIONAMENTO DE ISÓTOPOS DE CARBONO PELAS PLANTAS

As plantas terrestres apresentam características distintas no que diz respeito a utilização do CO_2 atmosférico assimilado. Sendo assim, é possível dividi-las em três grupos:

plantas de ciclo fotossintético C₃, C₄ e CAM (ou metabolismo ácido das crassuláceas). A diferenciação destas plantas é feita pela observação das características fisiológicas e bioquímicas, que apontam para mecanismos de adaptação distintos, indicando mudanças ambientais significativas (Buso Júnior 2010).

A razão isotópica ¹³C/¹²C indica a presença de plantas de ciclo fotossintético C₃ ou C₄ na matéria orgânica do solo, apontando para sua contribuição em relação a produtividade primária em ecossistemas pretéritos, assim, razões isotópicas entre -17 e -9‰ (δ¹³C) indicam a maior representatividade de plantas de ciclo fotossintético C₄, enquanto razões entre -32 e -22‰ (Figura 2), indicam plantas de ciclo fotossintético C₃ (Boutton 1991, Martinelli *et al.* 2009).

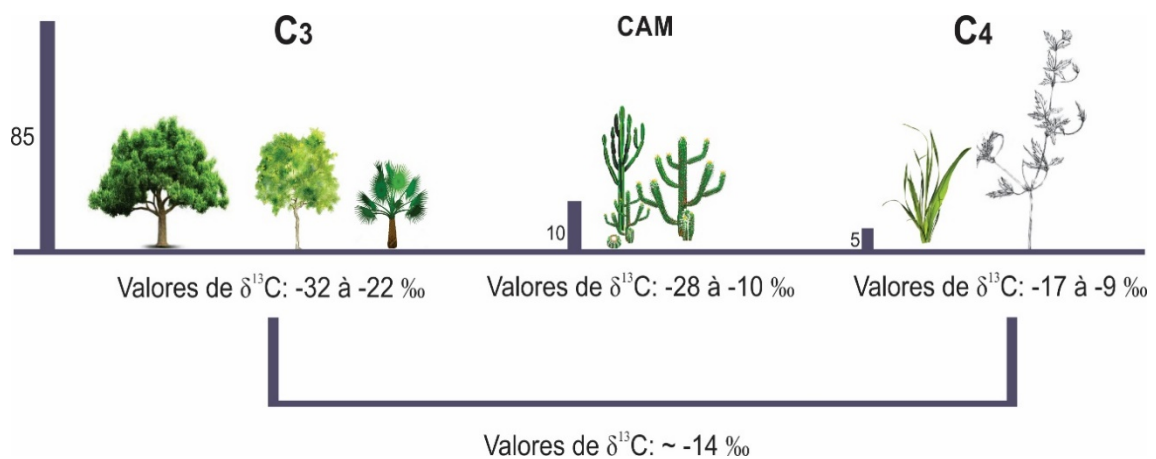


Figura 2- Valores isotópicos de δ¹³C característicos para plantas (C₃, C₄ e CAM) e porcentagem de distribuição natural. Fonte: Boutton (1996), adaptado de França (2010).

As plantas de ciclo C₃ correspondem tipicamente à vegetação arbórea, com exceção de algumas espécies de gramíneas que se desenvolvem em regiões úmidas, como pode ser observado na Ilha de Marajó (Francisquini *et al.* 2014). Esse tipo de vegetação corresponde a 95% das espécies terrestres, assimilando praticamente todo o CO₂ e o metabolizando a um composto intermediário com três átomos de carbono fosfoglicerato (3-PGA), que será alongado a uma cadeia mais extensa, com seis átomos de carbono (frutose-6-fosfato). Esta molécula é um açúcar que será utilizado com as finalidades de produzir amido e reiniciar o ciclo de carboxilação pela perda de uma molécula de CO₂ (descarboxilação).

As plantas de ciclo fotossintético C₄ são, predominantemente gramíneas de região tropical e subtropical, todavia constituem também vegetações de savana, pântanos, manguezais e pastagens, sendo também as mais cultivadas pelo homem (Ehleringer *et al.*

1991, Osmond *et al.* 1982). Esse tipo de vegetação corresponde a 5% das espécies existentes, sendo responsáveis por cerca de 30% da fotossíntese do planeta (Lloyd 1994). Elas reduzem o CO₂ a ácido aspártico e málico (composto com 4 átomo de carbono-via Hatch-Slack) utilizando a enzima fosfoenolpiruvato carboxilase (PEP- case) (Raven *et al.* 1996).

As plantas C₄ possuem valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais enriquecidos (-17 a -9‰), com média de -13‰ (Boutton 1991). Outro aspecto observado é que o sítio de atuação do Rubisco permite uma baixa taxa de fotorespiração e alta metabolização de CO₂, gerando elevada eficiência fotossintética (Raven *et al.* 1996). Dentre as diferenças existentes entre os ciclos fotossintéticos destaca-se que as plantas de ciclo C₄ que utilizam via Hatch-Slack associada ao ciclo de Calvin, enquanto as de ciclo fotossintético C₃ utilizam apenas o ciclo de Calvin. Além disso, as condições ambientais para o desenvolvimento de plantas C₃ e C₄ são diferentes. Plantas que utilizam a via Hatch-Slack são adaptadas a climas mais secos, enquanto as plantas que utilizam apenas o ciclo de Calvin se desenvolvem em ambientes mais úmidos. Esses pontos contribuem para que não haja sobreposição do sinal isotópico, o que torna o estudo de $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica relevante para a interpretação de alterações pretéritas na vegetação (Vidotto *et al.* 2007, Saia *et al.* 2008, Pessenda *et al.* 2004a, b, 2009, 2010, 2012, Francisquini *et al.* 2014).

Além das plantas C₃ e C₄, existe também a classificação denominada CAM (Metabolismo ácido das Crassuláceas). Para a síntese de carboidratos, essas plantas são extremamente eficientes em ambientes áridos, pois aumenta a eficácia no que diz respeito ao consumo de água, visto que apresenta aberturas estomáticas para a absorção de CO₂ durante a noite. Neste período é utilizado a PEP-Carboxilase (via C₄) como catalizador para a produção de Ácido Isocítrico e Málico, que são metabolizados via Rubisco à gás carbônico na presença de luz. Esse tipo de vegetação é representada por 30 famílias, com destaque para Crassulaceae, Euphorbiaceae, Orchidaceae, Bromeliaceae, Cactaceae (Raven *et al.* 1996). Os valores para $\delta^{13}\text{C}$ variam entre -28‰ a -10‰ (O’Leary 1988, Boutton 1991, Freitas *et al.* 2001, Sanaiotti *et al.* 2002). Como é possível observar seus valores são intermediários entre plantas C₃ e C₄, o que gera certa dificuldade quanto a sua caracterização em estudos paleoecológicos.

2.5 RAZÃO ISOTÓPICA $^{15}\text{N}:^{14}\text{N}$ ($\delta^{15}\text{N}$)

Os isótopos estáveis de nitrogênio são menos utilizados em estudos paleoambientais

pelo fato de que o nitrogênio está associado a um ciclo complexo de processos biogeoquímicos (nitrificação, denitrificação, amonificação, assimilação de nutrientes, etc.) sofrendo constantes modificações em seu sinal isotópico (Owens 1987), além de possuir menor abundância fracional de ^{15}N na biosfera em relação ao ^{13}C . Entretanto, a disponibilidade de carbono é menor em meio aquático quando comparado ao nitrogênio dissolvido, portanto, os isótopos de nitrogênio (^{15}N e ^{14}N) podem ser utilizados com maior eficiência para determinar a origem da matéria orgânica aquática e/ou terrestre.

Assim, o $\delta^{15}\text{N}$ pode ser utilizado para determinar a origem da matéria orgânica proveniente nos ecossistemas aquáticos, pois se encontram disponível para algas e fitoplâncton na forma de nitrogênio inorgânico dissolvido (Boutton 1996, Talbot & Johannessen 1992). Os resultados de $\delta^{15}\text{N}$ podem variar entre 7 e 10‰ para organismos aquáticos, sinal bem maior quando comparado aos terrestres, com valores próximos de 1‰ (Meyers & Ishiwatari 1993).

2.6 RAZÃO C:N E C:S DA MATÉRIA ORGÂNICA

A matéria orgânica de origem terrestre pode ser diferenciada daquela proveniente de algas utilizando a razão C:N (Lamb *et al.* 2006). Os organismos com estrutura celulósica (plantas vasculares) apresentam razões superiores a 20, enquanto a matéria orgânica proveniente da decomposição de algas possui valores entre 4 e 10 (Meyers 1994). Isso se torna possível devido a diferenças morfofisiológicas existentes entre esses grupos. Plantas vasculares apresentam parede celulósica e baixa concentração de nitrogênio por meio de fixação biológica, enquanto algas não possuem estruturas revestidas por celulose e apresentam alta fixação de nitrogênio (Meyers 1997, Wilson *et al.* 2005).

Outra ferramenta que se faz útil neste tipo de análise é a razão C:S. A presença do enxofre no sedimento marinho se dá principalmente por compostos formados em ambientes onde não há oxigênio tanto na forma livre como na combinada (ambiente anóxico) (Vanloon & Duffy 2000). Essa razão é utilizada para determinar a influência marinha, visto que em ambiente marinho as concentrações de S são maiores em relação as de N. Sendo assim, pode-se dizer que valores de C:S na faixa de 0,5-5 indicam ambiente marinho, enquanto os valores de C:S >10 indicam ambiente de água doce (Bernier & Raiswell 1983, 1984).

2.7 PALINOLOGIA

A palinologia é o estudo dos grãos de pólen e esporos modernos ou pretéritos (Bradley 1999). Esse estudo consiste em um processo que envolve aspectos quantitativos e qualitativos, visando a identificação dos grãos a partir de características morfológicas, como: 1) estruturas; 2) dimensões; 3) ornamentação e 4) aberturas (Salgado-Labouriau 1984, Tyson 1995), permitindo que os indivíduos sejam classificados em diferentes taxas (Salgado-Labouriau 1984). Essa metodologia pode ser aplicada como uma excelente ferramenta aos estudos paleoambientais, pois considera o fato de que os grãos de pólen e esporos, que podem ser preservados na matéria orgânica, durante o Quaternário, não sofreram extinção, sendo passíveis de comparação com espécies atuais (Barberi 2000).

A matéria orgânica sedimentar tende a preservar fósseis. Eles apontam para o desenvolvimento ecológico e prováveis mudanças ambientais com o decorrer do tempo, em diversas áreas (Salgado-Labouriau 2007, Roberts 2014). Dentre esses fósseis se destacam os grãos de pólen. O pólen é o gametófito masculino (microgametófito), característico do táxon das fanerógamas (spermatophyta), que constituem vegetais com presença de sistema reprodutor diferenciado (flores), estruturas bem definidas (raiz, caule e folhas) e presença de vasos condutores de seiva (floema e xilema). Esses grãos constituem uma fonte segura de informações a respeito de sua origem vegetacional, transporte e dispersão no ambiente (Blasco 1984, Traverse 1994).

A alta taxa de preservação de grãos de pólen é atribuída a presença de um envoltório externo chamado de exina. Ele é formado por um polímero chamado de esporopolenina, uma substância elástica de grande resistência a ataques químicos, altas temperaturas (evita a desidratação) e agentes decompositores de matéria orgânica, sendo produzido em células do tapete e dos andropóros (células diploides e haploides), que surgem no fim do processo de meiose (Raven *et al.* 2007). A morfologia de um grão de pólen segue o esquema de acordo com a Figura 3.

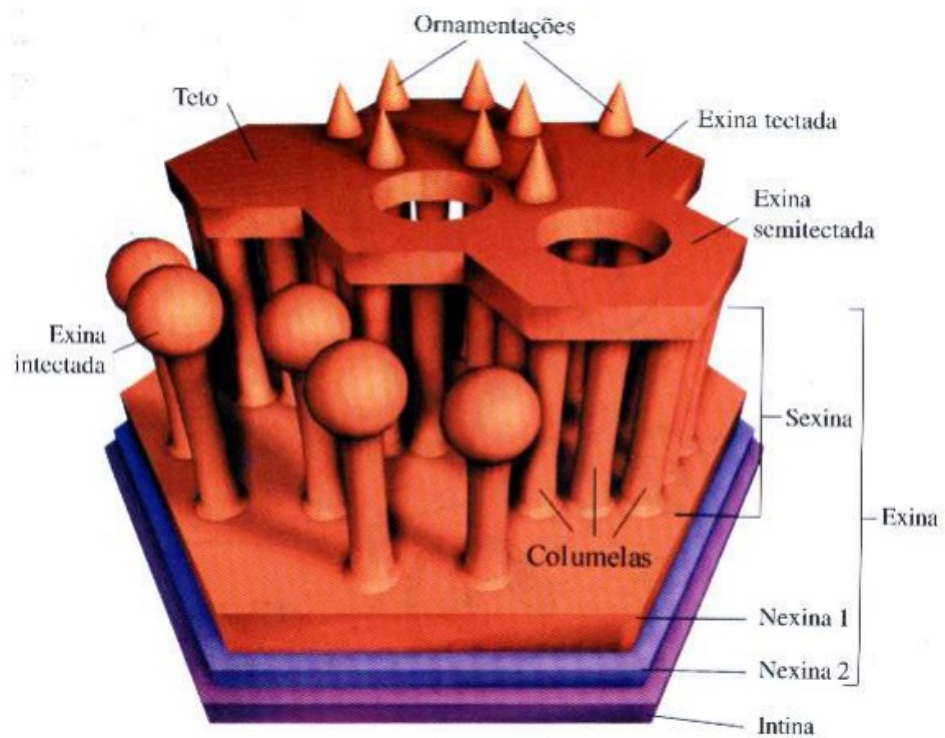


Figura 3- Padrão morfológico esquematizado do grão de pólen. Fonte: Apezato-da-Glória & Carmelo-Guerreiro (2006).

A parede do pólen é constituída por duas camadas distintas. A mais interna é a intina, formada basicamente por celulose, e a mais externa é a exina. Esta segunda se divide em duas outras camadas, que são a nexina e a sexina. A nexina é a parte mais interna e uniforme da exina, formada por duas camadas (nexina I e nexina II); a sexina constitui a parte mais externa, com formas variadas, onde é possível observar a estrutura e ornamentação do grão de pólen.

O esporo é a unidade de dispersão formada por via assexuada (células haploides de pteridófitas e briófitas geradas por plantas diploides). Ele constitui o estágio independente do seu ciclo de vida, onde gametas (masculino e feminino) são produzidos por mitose. Ao se unirem dão origem ao zigoto, que se desenvolve e forma o esporófito diploide (planta adulta das pteridófitas) (Coulinvaux *et al.* 1999).

Assim, os dados polínicos associados aos dados isotópicos e elementares de carbono e nitrogênio ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e razão C:N) podem ser considerados ferramentas de alta aplicabilidade em estudos paleoambientais, permitindo analisar assembleias fósseis, principalmente do Quaternário, e suas respostas às evoluções ambientais, a nível local e

regional, na escala temporal (Hooghiemstra 1984).

2.8 MOLÉCULAS ORGÂNICAS

Conforme Raven (1996), as moléculas orgânicas são compostas basicamente pela associação de carbono e hidrogênio, podendo ser diferenciadas pela sua combinação com outros elementos menos frequentes como oxigênio, nitrogênio e enxofre. Essas combinações por sua vez, formam cadeias de pequeno e grande porte dando origem a macromoléculas, que agrupadas se tornam parte da atividade biológica dos organismos.

Ainda segundo Raven (1996), os principais grupos de moléculas são divididos em carboidratos, lipídeos, proteínas e ácidos nucleicos. Dentre estes grupos, se destacam os lipídeos, que são biomoléculas abundantes na natureza. Eles formam uma classe bem complexa de biomoléculas, que se caracterizam mais pela sua solubilidade em solventes orgânico apolares, por exemplo: clorofórmio, éter e benzeno, com baixa solubilidade em solventes polares como água, metanol e etanol. A unidade básica dos lipídeos são os ácidos graxos, que constitui um ácido orgânico monocarboxílico (apresenta apenas um ácido carboxílico em sua cadeia). Eles constituem a base da estrutura biológicas de animais e plantas, atuando como reserva energética, servem com isolamento térmico e mecânico, são componentes das membranas biológicas, emulsificantes (ácidos biliares), função coenzimática, entre outras. Assim, as moléculas orgânicas, por meio do processo de decomposição passam a fazer parte dos mais diversos tipos de ambientes, incluindo os ecossistemas costeiros. Sua contribuição se dá por meio de organismos marinhos e plantas superiores terrestres, podendo assim serem utilizados em estudos ambientais.

2.9 BIOMARCADORES

Os biomarcadores são indicadores quantificáveis de um estado biológico. Geralmente eles possuem baixo ou médio peso molecular e grande estabilidade química (Peters & Moldowan 1993). Os marcadores biogeoquímicos apontam para a presença de organismos em um determinado ambiente em uma escala espaço-temporal, permitindo a inferência da sua origem e processos de formação associados.

Sendo assim, para a interpretação de um ambiente atual ou pretérito, torna-se estritamente necessária a correta avaliação dos parâmetros biogeoquímicos correlatos a sua evolução. Existem trabalhos publicados que utilizam como parâmetros a análise isotópica e

elementar, além da palinologia e isomeria óptica, toda via são poucas as publicações que utilizam os hidrocarbonetos como biomarcadores em estudos paleoambientais a partir da extração por solvente orgânico (Eglinton 1993).

Os hidrocarbonetos são uma classe de compostos provenientes de vegetais terrestres e aquáticos podendo também indicar atividade humana pela identificação de subprodutos da atividade industrial, doméstica e náutica. A nomenclatura hidrocarboneto se refere a uma grande variedade de substâncias que apresentam como matriz átomos de carbono associados a hidrogênio. Os lipídeos apresentam em sua composição essa mesma característica, sendo assim são considerados hidrocarbonetos.

Os lipídios usados como biomarcadores mais comuns são alcanos, ácidos graxos, terpenóides e esteróis, que podem ser extraídos a partir de amostras naturais, por exemplo, os esteróis dinoesterol, colesterol, 24- metilesterol e o β - sitoesterol, são produzidos, respectivamente, por dinoflagelados, zooplâncton, diatomáceas e plantas terrestres superiores (Libes 1992). Estes são indicadores de alto grau de especialização, ou seja, são produzidos por organismos específicos, sendo resistentes às variações ambientais que atuam como agentes de degradação (Hedge & Benner 1997). Eles podem ser classificados como biolipídios, presentes na fração lipídica de organismos, ou geolipídios, presentes em sedimentos. Suas análises dão indícios tanto da origem, quanto de processos biogeoquímicos do meio em que vivem. Estes aspectos tornam a extração lipídica por solventes orgânicos uma ótima ferramenta em auxílio a reconstituição paleoambiental (Englinton 1993).

Os ácidos Graxos são unidades básicas dos lipídeos, apresentando em sua composição apenas um grupo carboxila (-COOH) se ligando a uma longa cadeia carbônica (hidrocarboneto), que varia em quantidade de 3 a 36 carbonos apresentando conformação linear e saturados, o que lhes confere uma estrutura sólida de alto ponto de fusão. Eles ocorrem geralmente em número par devido ao processo de condensação do acetato. Entretanto, a atuação da enzima descarboxilase provoca a liberação de uma molécula de CO₂ (Killops & Killops 2005), levando a formação de uma cadeia com um número ímpar de carbonos designada como n-alcano. O processo mencionado é conhecido como descarboxilação.

Os n-alcenos tem origem em sistemas fitoplanctônicos, algas bentônicas e vegetais superiores, assim como em algumas bactérias. As diferenças apresentadas entre os n-alcenos de diferentes fontes pode ser observada a partir da quantidade de carbonos presente na cadeia

principal. Como já mencionado, os n-alcenos apresentam cadeia com uma quantidade ímpar de carbonos devido ao processo de descarboxilação, catalisado pela enzima descarboxilase.

As cadeias carbônicas na faixa de n-C15 à n-C21 com predominância de n-C15 à n-C17, são característicos de fitoplâncton e algas bentônicas (Blumer *et al.* 1971, Youngblood & Blumer 1973). Em uma faixa mais elevada, que varia de n-C23 à n-C33 encontram-se os vegetais superiores, onde ocorre a predominância de n-C27, n-C29 e n-C31, conforme característica da vegetação local (Eglinton & Hamilton 1967). Algumas bactérias apresentam cadeias carbônicas variando entre n-C13 à n-C31, com predominância de n-C17 à n-C20 (Saliot 1981). Por fim, os hidrocarbonetos petrogênicos variam na faixa de n-C1 à n-C40, sem preferência por pares ou ímpares (Simoneit 1993).

Sendo assim, é importante lembrar que organismos fitoplanctônicos tendem a produzir cadeias carbônicas mais curtas (n-C15 e n-C17); as macrófitas apresentam cadeias carbônicas medianas (n-C23 e n-C25); plantas superiores de padrão fotossintético C3 (ciclo de Calvin) e C4 (via Hatche-slack) apresentam respectivamente o predomínio de n-C29 à n-C31 (Blumer *et al.* 1977, Ficken *et al.* 1995, Rommerskirchen *et al.* 2006, Schefuß *et al.* 2003). As relações mencionadas entre cadeias carbônicas e matéria orgânica encontram-se melhor especificadas na Figura 4.

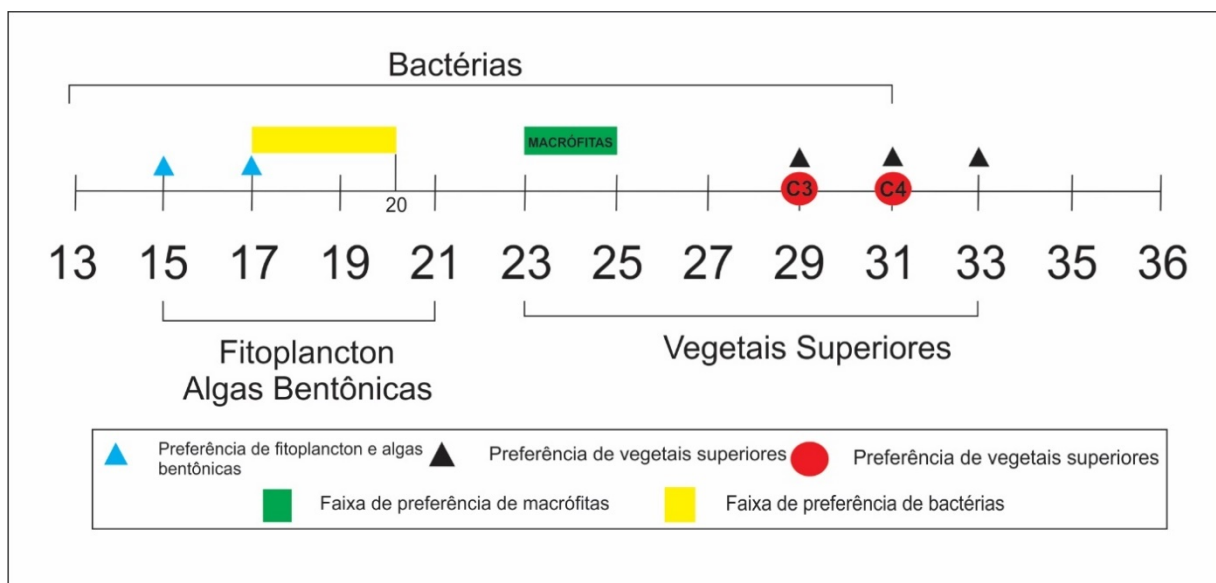


Figura 4- Relações entre tamanho da cadeia carbônica em n-alcenos e origem da matéria orgânica. Fonte: do autor.

2.10 FONTES DE HIDROCARBONETOS ALIFÁTICOS NO MATERIAL PARTICULADO

Os hidrocarbonetos alifáticos fazem parte do ciclo de carbono global, estando presentes no meio ambiente de forma natural ou não. Eles podem ser produzidos tanto por plantas terrestres ou marinhas, que são fontes de baixas concentrações, quanto por emissões oriundas de atividade antrópica, dentre as quais se destacam as atividades que dependem da combustão de carvão, petróleo e madeira. Neste cenário, pode-se inferir que os hidrocarbonetos estão presentes em maior concentração, em locais onde as atividades humanas são mais intensas e dependem grandemente da utilização de combustíveis fósseis, com destaque para cidades que apresentam intensa atividade industrial (Schefuß *et al.* 2003).

2.10.1 N-Alcanos

Os estudos paleoambientais levam em consideração a relação existente entre hidrosfera-atmosfera-criosfera-biosfera, pois esses subsistemas encontram-se interligados entre si (Santos 2010). Deve-se considerar que perturbações nessa relação podem ser evidenciadas a partir do estudo da matéria orgânica sedimentar que apresenta grande variedade de indicadores paleoambientais (marinhos/continentais) e paleoclimáticos (Lourenço 2003)

A análise da matéria orgânica é de fundamental importância para o estudo de paleoambientes deposicionais, visto que dela é possível obter dados que remetem as características de ambientes pretéritos pelo registro de alterações em sua fonte (flora, fauna e microorganismos), além de processos relacionados a sua deposição, manutenção e preservação ao longo do tempo (Medeiros & Simoneit 2007). Partindo dessa perspectiva pode-se destacar os biomarcadores como sendo uma rica fonte de informações.

Os biomarcadores são moléculas fósseis de estrutura complexa que dão evidências de sua origem por constituírem uma assinatura química específica de organismos existentes durante a sedimentação, permanecendo estáveis nesse processo (Peters *et al.* 2005). Esses marcadores biológicos são indicativos do tipo de contribuição (marinha ou continental) preservada no sedimento, bem como das condições paleoceanográficas e paleoclimáticas existentes em determinado período (Lourenço 2003)

Nos estudos paleoambientais são comumente utilizados marcadores que levam em

consideração a razão isotópicas de carbono e nitrogênio ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$), para a determinação do tipo de vegetação (C3 ou C4, organismos bentônicos, fito- e zooplanktons) (Anderson & Arthur 1983.) e elementares de C/N indicando influência aquático ou terrestre (França 2015, 2016, Meyers 1997, Pessenda 2010). Entretanto, existem divergências em relação a exatidão desta metodologia. Alguns autores relatam que alterações pós-deposicionais podem dificultar a interpretação dos dados (Westerhausen *et al.* 1993, Holmes *et al.* 1996), enquanto outros atestam a eficiência destes paleoindicadores nesse tipo de estudo (Meyers 1994, Andrews *et al.* 1998, Pessenda 2010). Apesar da falta de consenso, é necessário lembra que a análise isolada de um único indicativo não é conclusiva, sendo importante a avaliação comparativa do maior número de parâmetros possíveis (Stein 1991). Sendo assim, a utilização de outros aspectos torna-se importante ao estudo, de modo a possibilitar dados mais precisos e interpretações com maior confiabilidade.

2.10.2 Esteróis

A presença de esteróis em um determinado ambiente aponta para contaminação por afluentes domésticos. Considerando a fonte de contaminação, são utilizados de forma mais comum parâmetros como coliformes totais e fecais, entretanto, os microrganismos alvos deste tipo de análise não possuem condições de subsistência em ambientes aquáticos marinhos, sendo necessária a utilização de outros parâmetros como os esteróis. Eles são importantes marcadores geoquímicos de ocorrência natural, podendo indicar a contribuição marinha ou continental na matéria orgânica sedimentar (Volkman 1986, Saliot *et al.* 1991, Mudge & Norris 1997, Fahl & Stain 1999). Porém é necessário observar que existem ocorrências não naturais de contaminação sendo associadas quase sempre a presença de efluentes de esgoto não tratado (Venkatesan & Kaplan 1990).

2.10.3 Esteróis De Ocorrência Natural

São considerados esteróis de ocorrência natural o dinoesterol, colesterol, campesterol, β – sitoesterol, β – sitostanol e o colestanol. Esses esteróis apresentam alta resistência ao processo de sedimentação e sua maior abundância está associada a cadeias preferenciais de 27 e 28 carbonos, ambos encontrados em fezes de zooplâncton (Volkman 1986).

O esterol dinoesterol é produzido apenas por dinoflagelados (Kokker *et al.* 1982

apud Lourenço 2003). O C29, β – sitosterol e o estigmasterol são presentes na constituição de plantas superiores (Volkman 1986, Saliot *et al.* 1991). As taxas de C27 e C29, de acordo com Huang & Meinschein (1979), indicam contribuição terrígena ou marinha na matéria orgânica.

A razão colesterol/ β – sitosterol podem indicar a origem terrígena quando os valores se encontram próximos a zero, haja vista que o β – sitosterol é encontrado em plantas vasculares terrestres (Mudge & Lintern 1999).

2.10.4 Esteróis Indicadores De Poluição

São observados esteróis de ocorrência natural e não natural (antrópica), estes últimos são encontrados em ambientes contaminados, como é o caso do coprostanol e o epicoprostanol (Venkatesan & Kaplan 1990), sendo considerados esteróis fecais encontrados em efluentes de esgoto urbano (Lourenço 2003). Cerca de 60% dos esteróis da composição lipídica de afluentes domésticos são de coprostanol, 24 – metil – coprostanol e 24 – etil – coprostanol (Quémeneur & Marty 1994 *apud* Lourenço 2003). Esses esteróis tendem a se acumular no sedimento. Em ambiente anóxico, sua degradação é lenta podendo apontar se a contaminação de dada região é recente ou contínua (Lourenço 2003). Para esta identificação é feita a razão entre o teor de coprostanol e epicoprostanol (cop/e-cop), de modo a diferenciar esteróis antropogênicos dos de origem natural (Venkatesan & Santiago 1989). Existe também outra relação proposta por outros autores que identifica a contribuição marinha ou terrestre pela razão entre o colesterol e a concentração total dos esteróis quantificados (Ols-totais), sendo que valores elevados indicam fontes naturais (mamíferos e aves marinhas) enquanto os valores empobrecidos indicam origem antropogênica. A utilização da razão C/N pode auxiliar na avaliação dos resultados pois sabe-se que durante o processo de decomposição da matéria orgânica são liberados para o meio C e N. Os efluentes domésticos liberam para o ambiente maior quantidade de carbono do que as plantas poderiam liberar, sendo assim, nesse processo, a razão entre a quantidade de C e N pode reforçar a utilização de esteróis como bioindicadores de poluição antrópica.

2.11 PARÂMETROS DE AVALIAÇÃO

2.11.1 Índice de preferência de carbono

O índice de preferência de carbono (CPI) foi implementado por Bray & Evans (1961) e é determinado com base na abundância e predominância de carbonos pares e ímpares em

cadeias medianas e longas (n-C24 a n-C34). Ele tem sido utilizado para determinar a contribuição de plantas terrestres na matéria orgânica de uma grande variedade de ambientes (Venkatesan *et al.* 1987, Hostettler *et al.* 1999, Chernova *et al.* 1999). Sua fórmula é:

$$CPI = \frac{1}{2} \left(\frac{C25 + C27 + C29 + C31 + C33}{C24 + C26 + C28 + C30 + C32} + \frac{C25 + C27 + C29 + C31 + C33}{C26 + C28 + C30 + C32 + C34} \right)$$

Valores de CPI variando entre 4 e 7 indicam n-alcenos de origem biogênica, em que a origem (continental ou marinho) é determinada pelo número de carbono do conjunto de hidrocarbonetos utilizados cálculo. Valores obtidos mais próximos de 1 indicam n-alcenos de origem antropogênica (contaminação por petróleo) (Bouloubassi 1990). Algo interessante que também foi observado é que IPC maior que 5 indica matéria orgânica (MO) típica de dicotiledôneas enquanto valores menores que 5 indica MO típica de monocotiledôneas (macrófitas) (Albergaria-Barbosa 2013).

Faixa	Resposta
<5	Monocotiledôneas
>5	Dicotiledôneas

Quadro 1- Respostas a partir do índice de preferência de carbono (CPI). Fonte: Albergaria-Barbosa (2013).

2.11.2 Razão entre o material terrígeno e aquático

Proposto por Bourbonniere & Meyers (1996) indicam o aumento da contribuição de fontes terrígenas sobre as aquáticas. Valores mais elevados indicam contribuição terrígena, enquanto o contrário indica contribuição aquática.

Equação:

$$TAR = \left[\frac{n-C27+n-C29+n-C31}{n-C15+n-C17+n-C19} \right]$$

2.11.3 Índice de produção aquática

Esse índice é utilizado para diferenciar a contribuição de plantas terrígenas para plantas aquáticas (macrófitas) (Ficken *et al.* 2000, Huang *et al.* 2001), relacionando n-alcenos de médio (n-C23 à n-C25) e alto peso molecular (n-C29 à n-C31).

Faixa	Resposta
<0,1	Plantas terrígenas (PAQ<0,1 monocotiledônea, PAQ>0,1 dicotiledônea) (Albergaria-Barbosa, 2003)
0,1 - 0,4	macrófitas emersas
>0,4	macrófitas submersas e flutuantes

Quadro 2- Respostas a partir do índice de produção aquática. Fonte: Ficken *et al.* (2000)

Equação:

$$PAQ = \frac{[n-C23] + [n-C25]}{[n-C23] + [n-C25] + [n-C29] + [n-C31]}$$

2.11.4 Índice alceno

Esse índice verifica a disposição dos compostos pesados (n-C29 e n-C31). Dentro do campo das contribuições terrígenas, ele é utilizado para indicar M.O. proveniente de plantas C3 ou C4 Respostas (Rommerskirchen *et al.* 2003):

Faixa	Resposta
<0,5	Corresponde à plantas de ciclo fotossintético C3
>0,5	Corresponde à plantas de ciclo fotossintético C4

Quadro 3- Respostas a partir do índice alceno. Fonte: Rommerskirchen *et al.* (2003)

Albergaria-Barbosa (2013) identificou que menores valores são característicos de maguezal e maiores valores estão associados a restinga/mata ciliar.

Equação:

$$IA = \frac{[n-c31]}{[n-c29]+[n-c31]}$$

2.11.5 Tamanho médio da cadeia

Identifica o número médio de átomo de carbono em moléculas de n-alcenos presentes em uma amostra, utilizando compostos na faixa de n-C23 a n-C33 (Albergaria-Barbosa 2013). Respostas (Ficken *et al.* 2000, Collister *et al.* 1994, Rommerskirchen *et al.* 2003).

Faixa	Resposta
23 - 25	Macrófitas
27 - 29	Plantas terrígenas do tipo C3
31 - 33	Plantas terrígenas do tipo C4

Quadro 4- Respostas a partir do tamanho médio da cadeia. Fonte: Ficken *et al.* (2000), Collister *et al.* (1994) e Rommerskirchen *et al.* (2006).

Equação:

$$ACL = \frac{\sum [n-ci] x i}{\sum [n-ci]}$$

i = 23-33, sendo Ci, n-alcenos com “i” números de carbonos.

CAPÍTULO 3 A EXPANSÃO DOS MANGUEZAIS NA FOZ DO RIO ITAPECURU (BA) DURANTE O ANTROPOCENO¹

RESUMO

O presente trabalho teve por finalidade avaliar a dinâmica dos manguezais na foz do rio Itapicuru, norte do Estado da Bahia, nordeste brasileiro. O presente trabalho foi realizado com a utilização de um testemunho sedimentar, no qual foram retiradas amostras para a obtenção de dados sedimentológicos, palinológicos, isotópicos e de datações Pb-210. Os resultados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ revelaram um padrão relativamente estável com valores isotópicos empobrecidos (-27‰ a -23,3‰), os quais são característicos de matéria orgânica típica de aporte de vegetação do tipo C₃. A palinologia indicou a presença manguezais, ervas, árvores e arbustos, palmeiras e esporos. Por meio da análise de Cluster, os resultados polínicos apresentaram duas zonas: i) zona 1: 85-34 cm e ii) zona 2: 34-0 cm. A zona 1 foi marcada pela tendência de diminuição da vegetação de manguezal, enquanto a zona 2 apresentou tendência de aumento da vegetação de manguezal, caracterizada em maior parte pela presença de *Rhizophora*.

3.1 INTRODUÇÃO

Os manguezais necessitam de condições ideais para o seu melhor desenvolvimento, os quais estão associados à temperatura média entre 15 e 20 °C, com amplitude em torno de 5 °C e pluviosidade acima de 1.500 mm.ano⁻¹ (Correia e Sovierzoski 2005). Esses aspectos encontram-se associados a dinâmicas flúvio-marinhas de aporte de sedimentos e nutrientes, salinidade e temperatura das águas, além de ciclos relacionados ao carbono, enxofre e nitrogênio. Todos esses pontos ocorrem de forma lenta e gradual para a formação de um ambiente de alta complexidade com influência tanto marinha quanto terrestre em proporções distintas (Alves 2001).

Registros de mudanças recentes no nível médio global do mar (NMGM) e anomalia de temperatura da superfície do mar (ATSM) são associados ao fenômeno do El Niño (Haddad *et al.* 2013), o que tem provocado um aquecimento anormal das águas de superfície

¹ Manuscrito em edição a ser submetido para a revista *Química Nova*

no oceano Pacífico Tropical, mudando o regime de chuva nessas regiões. O impacto das mudanças climáticas, incidiram diretamente sobre oscilações no nível médio global do mar em períodos curtos, o que sugere uma ligação de causa e consequência com o fenômeno do El Niño, provocando mudanças em ecossistemas costeiros e na biodiversidade marinha (Rossi & Soares 20017).

Existem evidências de oscilações de temperatura no nível médio do mar durante o Holoceno, as quais provocaram mudanças significativas nos litorais ao longo do mundo, assim como no Brasil. Nesse sentido ocorreu a migração de manguezais para locais topograficamente mais elevados na costa brasileira, a partir de um processo de contração e expansão durante o Holoceno, controlados pelas variações de temperatura e nível do mar (Cohen *et al.* 2005, Suguio 2008, Dias *et al.* 2009, Buso Jr. 2010, França *et al.* 2013).

Os manguezais da linha de costa da Bahia apresentam uma das maiores extensões do país, presentes em ambiente diversificados em clima, geologia, geomorfologia e oceanografia, associados a 71 unidades geo-ambientais, com a presença de tabuleiros dissecados, planaltos e baixos platôs, colinas, morros baixos e fluvio-marinhos, vales encaixados e recifes (Icambio 2018).

A bacia do rio Itapecuru encontra-se nesse cenário, localizada na região nordeste da Bahia, nas coordenadas 10°00' e 12°00'S e 37°30' e 40°45'W (Bastos Neto 2008), com a nascente presente a oeste, no município de Campo Formoso, localidade de ocorrência de um relevo acidentado com domínio de morros e colinas, que atingem 1200 m em alguns trechos, até desaguar no oceano Atlântico (Lima 2017).

Essa diversidade ambiental ao longo do rio Itapecuru é associada à variação espacial do clima, classificado como sub úmido no litoral, alternando gradativamente para seco e semiárido ao norte da bacia (Lima 2017).

A evolução dos manguezais ao longo da costa brasileira tem sido amplamente estudada a partir de abordagens metodológicas dentro do campo da sedimentologia e geoquímica, entretanto, abordagens polínicas ainda se encontram escassas em aplicações de reconstituição paleoambiental, assim como as respostas dos manguezais do nordeste brasileiro (Fontes 2015). Neste sentido, o presente trabalho utilizou a palinologia como ferramenta associada às análises sedimentares, datação por ^{210}Pb , análises isotópicas e elementares da matéria orgânica para a reconstituição paleoambiental na foz do rio Itapecuru, município de Conde (BA). A partir dos resultados obtidos é relatada a dinâmica vegetacional costeira,

caracterizada por eventos de expansão e contração ligados aos impactos das mudanças climáticas nos manguezais da região.

3.2 ÁREA DE ESTUDO E GEOLOGIA DA REGIÃO

A área de estudo está localizada no litoral norte do Estado da Bahia, no estuário do rio Itapicuru (Figura 1), onde foi coletado o núcleo sedimentar (T1), base para este trabalho. A área de estudo é composta por tipos geológicos de alta diversidade com formação entre o período Arqueano e Quaternário, pertencendo ao cráton do São Francisco, na margem oriental do Brasil. São relatados como principais estruturas o complexo metamórfico de Jacobina, o vulcânico sedimentar de Uauá-Serrinha, Chapada Diamantina, bacia sedimentar de Tucano, além de coberturas terciárias e quaternárias (Silva 2009, Santos *et al.* 2009, Gordon *et al.* 2017).

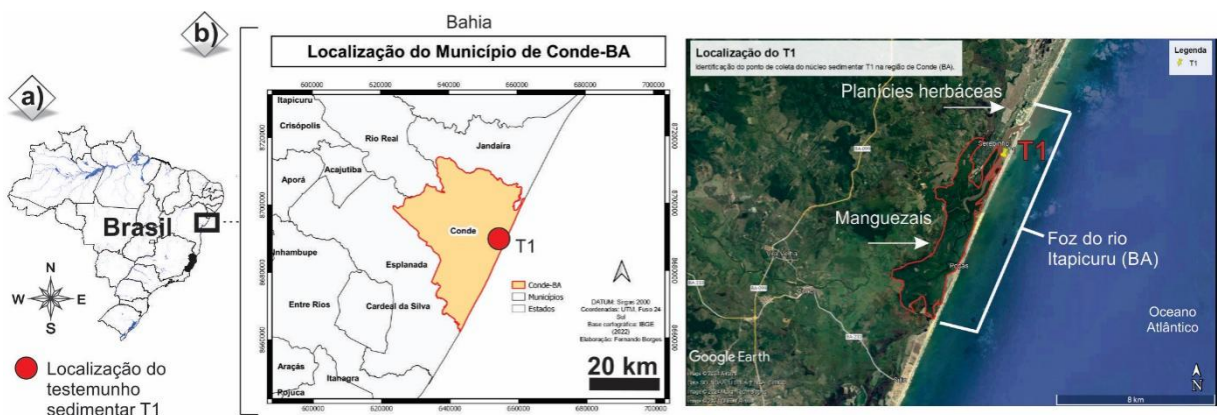


Figura 1- Localização da área de estudo: a) Localização da área de amostragem no Estado da Bahia; b) Localização do município de Conde (BA), testemunho T1, foz do rio Itapicuru.

Na região do alto e médio Itapicuru estão presentes as litologias de Greenstone Belt e metassedimentos do grupo Jacobina, sendo recobertos, na porção oriental do estuário por sedimentos da Bacia do Recôncavo Baiano e Formação Barreiras (Pdrh 1995). Os sedimentos metamórficos do complexo de Jacobina afloram na porção ocidental da bacia hidrográfica do Itapicuru, próximo ao limite oeste, no sentido norte-sul, extrapolando suas fronteiras. A região apresenta controle tectônico por feixes de falhamentos longitudinais, sentido norte-sul, e é representada pelas falhas de Jacobina, Maravilha, Pindobaçu e Itaitu (Vianna *et al.* 1971, Pdrh 1995, Barbosa & Dominguez 1996).

No médio curso do rio são encontradas rochas vulcânicas e metassedimentares, distribuídas no sentido norte-sul, até os limites da bacia, formada por rochas metamórficas, vulcânicas, intrusivas ácidas, básicas e ultrabásicas, de encaixe Gnáissico-magmático (Mascarenhas 1973, Bahia 1995).

No extremo oeste é encontrada a formação Tombador, representando o grupo da Chapada Diamantina, onde são encontrados conglomerados de estratificação grosseira, intercalados com arenitos grosseiros, repousando sobre embasamento pré-cambriano (Bahia 1995, Farias 2014).

No curso principal do rio, ao sul, é relatada a presença de corpos espessos de arenitos intercalados com folhelhos, sendo observados, também, afloramentos representados por conglomerados basais, seguidos de arenitos intercalados com siltitos e folhelhos (Bahia 1995, Farias 2014).

Os sedimentos do grupo barreiras, estendem-se do litoral (porção leste) às proximidades da cidade de Itapecuru, sendo compostos por sedimentos terrígenos, arenitos, seixos semi-consolidados, intercalados com argilitos (Bigarella & Andrade 1964, Mabesoone *et al.* 1972, Bigarella 1975, Bittencurt *et al.* 1979, Farias 2014).

Ainda na porção ocidental ocorrem a formação capim grosso, formada por depósitos arenosos inconsolidados e baixa seleção, subarredondados de granulação média e, localmente, argilosos (Bahia 1995).

Por fim, os depósitos quaternários, são considerados estreitos (largura de 1 a 2 km). São representados pela planície aluvionar, faixa litorânea nas imediações da cidade de Conde, composta por sedimentos arenosos e cascalhos, e depósitos litorâneos, formados por sedimentos finos e argilo-arenosos, condicionados ao desenvolvimento do litoral. Na região, constituem-se os tabuleiros costeiros e a planície costeira, dois grandes domínios geológico/geomorfológicos presentes no extremo sul da Bahia. Nessa região, encontram-se ecossistemas como manguezais, brejos, restingas, dentre outros (Andrade & Dominguez 2002).

Os manguezais que fazem parte do estuário do rio Itapecuru são formados por sedimentos arenosos de baixo percentual lamoso, devido a efeitos erosivos provocados pela proximidade de um sistema de dunas. Na porção central, de proporções mais alargadas, tem-se a ocorrência de sedimentos compostos por areia fina intercalados com silte grosso, associados

a diminuição da energia do sistema, pela menor ação de correntes, e na porção interna do estuário. Além disso, há a presença de sedimentos mais grosseiros, associados a descarga fluvial pela presença de rios tributários menores (Farias 2014, Domingues & Bittencourt 2009, Esquivel 2006).

3.3 CLIMA E CONDIÇÕES OCEANOGRÁFICAS

A área da bacia do rio Itapecuru está localizada em uma região semiárida com quatro variantes climáticas (As, Am, Aw-1 e Aw11) de acordo com a classificação de Köppen, onde a pluviosidade varia na faixa de 400 mm e 700 mm, e a temperatura ultrapassa os 18°C. O clima é classificado como tropical chuvoso, com o período mais chuvoso entre janeiro e março e período mais seco entre agosto e outubro (Silva 2009, Ribeiro 2006), com ventos alísios reguladores, constantes e fracos (Brisas), sentido SE e E-NE, no verão (Pdrh 1995). Na cidade de Conde, o clima é classificado como sub-úmido, com pluviosidade média de 1427 mm.ano⁻¹ e temperatura média de 24,2°C (Bahia 1976, Esqueviel 2006, Alvares *et al.* 2013).

O estuário do Itapecuru é classificado como raso, com 4 m de profundidade e taxa de sedimentação por aporte fluvio-marinho de 5,4 mm.ano⁻¹ (Lima 2007, Farias 2014). A região apresenta regime de maré semi-diurna (mesomaré), com amplitude máxima entre 2,0 e 2,5 m (Bittencourt *et al.* 2010), tendo como principais agentes hidrodinâmicos a ação de ondas no sentido S e S-SE.

3.4 VEGETAÇÃO MODERNA

A área de estudo é composta por vegetação praial, vegetação de restinga em feições arbóreas e arbustivas. Predominantemente, também ocorrem remanescentes de Mata Atlântica na costa litorânea e vegetação marinha, ocupando zonas de dunas e terraços marinhos, floresta ombrófila de terras baixas e manguezais, presentes em áreas alagadas (Menezes 2009, 2015, 2019, Guimarães *et al.* 2019). Na região da cidade de Conde, são relatadas 142 espécies de vegetação pertencentes a 67 famílias botânicas, com destaque quantitativo para Cyperaceae, e de forma menos expressiva Polygonaceae e Myrtaceae. *Rhizophora mangle* predomina nas áreas de manguezal, todas dispostas de um ambiente quente, úmido e subúmido com temperaturas que variam entre 24° a 26°C, e a amplitude térmica de 3° a 6°C, e índices pluviométricos na faixa de 1000 a 1400 mm (Esqueviel 2006, Menezes 2009, Alvares *et al.*

2013, Inema 2016).

3.5 MATERIAIS E MÉTODOS

3.5.1 Amostragem e campo

O testemunho sedimentar foi coletado na planície de inundação do rio Itapecuru, região localizada próximo ao município de Conde, Estado da Bahia. Foi utilizado um trado russo e tubos de PVC para a coleta. Posteriormente, o material foi armazenado em condições de temperatura de 4°C, até sua abertura (Colinvaux *et al.* 1999).

Para a produção dos mapas e para a análise multi-temporal da evolução dos manguezais e vegetação local, foram utilizadas imagens de LANDSAT do catálogo do INPE e do *software Google Earth*, tratadas com auxílio do programa ArcGis 10.2.

3.5.2 Datação ^{210}Pb

Baseado em descontinuidades estratigráficas, indicadas pela cor, textura e litologia, foram selecionadas as amostras para datação de ^{210}Pb . O testemunho sedimentar foi fisicamente limpo retirando-se estruturas de plantas e raízes sob a utilização de um estéreo microscópio. O testemunho foi fatiado em intervalos de 2 cm e o teor de ^{210}Pb foi estimado após lixiviação ácida por HBr (0,5M) (Godoy *et al.* 1998), a partir de um detector proporcional de fluxo gasoso Canberra Modelo S5 XLB, e o modelo CIC (Constant Initial Concentration), para a determinação da concentração inicial constante (Appleby & Oldfield 1983).

3.5.3 Descrição de fácies

O testemunho foi transportado para o Laboratório de Oceanografia Química/UFPA. Foram realizadas radiografados para a identificação de estruturas sedimentares. A distribuição do tamanho dos grãos dos sedimentos foi determinada por difração a laser utilizando um analisador SALD 2101 (SHIMADZU). As proporções de areia (2–0,0625 μm), silte (62,5–3,9 μm) e frações de argila (3,9–0,12 μm) foram baseadas em Wentworth (1992). A análise de fácies envolveu descrição de cor (Munsell Color 2009), litologia, textura e estrutura (Harper 1984, Walker & James 1992). As descrições de fácies seguiram a metodologia de Miall

(1978).

3.5.4 Análise polínica

Amostras de sedimento ($1,0 \text{ cm}^3$) foram extraídas em intervalos de 10 cm ao longo de e processadas utilizando técnicas analíticas para a análise polínica padrão (Faegri & Inverse 1989). Os extratos obtidos foram utilizados na confecção de lâminas para análise microscópica das estruturas palinomórficas no Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC/UFPA), utilizando lâmina Bioslide 25,4 x 76,2 mm, lamínulas 22 x 22 mm e microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 Plus, com câmera integrada. A identificação de estruturas seguiu a descrição de Behling (1993), Roubik & Moreno (1991) e Conlinvaux *et al.* (1999), além do banco de dados do *software* Graphic Neotropical Pollen Key e da palinoteca do Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/ USP). A análise cluster (CONISS) seguiu Grimm (1987).

3.5.5 Análise química e isotópica

Amostras sedimentares foram obtidas ao longo testemunho em intervalos de 10 cm. Foi utilizado HCl (2%) para a retirada de carbonatos, e o pH ajustado em 6 utilizando água destilada. As amostras foram secas à temperatura de 50°C e realizadas as análises de carbono orgânico total e nitrogênio total no laboratório de isótopos estáveis, Instituto de Física, da Universidade Federal da Bahia (UFBA). Foi utilizado um analisador elementar modelo Costech com um detector de espectrometria de massas de razão isotópica Thermo-Finnigan Delta Plus (EA-IRMS) acoplado. Foram utilizados padrões de referência certificados pela United State Geological Survey USGS-40 (ácido Lglutamínico: $\delta^{13}\text{C} = -26,39\%$ vs Pee Dee Belemnite - PDB; $\delta^{15}\text{N} = -4,52\%$ vs ar) e USGS-41 (ácido L-glutamínico enriquecido em ^{13}C e ^{15}N : $\delta^{13}\text{C} = +37,63\%$ vs Pee Dee Belemnite - PDB; $\delta^{15}\text{N} = +47,57\%$ vs ar).

3.6 RESULTADOS

Os dados apresentados na Figura 2 apontam para eventos de ocorrência no Antropoceno (Holoceno tardio). As idades foram relatadas em *Anno Domini* com idade mais antiga presente na base do núcleo sedimentar igual a 1940 AD, e mais recente no topo com 2017 AD, indicando um registro de aproximadamente 80 anos. A taxa de acreção vertical foi

de $1,04 \pm 0,02 \text{ cm.ano}^{-1}$. As taxas de areia se encontram na faixa de 69 a 98%, com valores mais elevados nas seções 80 e 56 cm. Altas taxas do conteúdo de areia implicam em uma hidrodinâmica mais intensa no estuário (França *et al.* 2013, 2015, 2016, Lorente *et al.* 2014. Cohen *et al.* 2020).

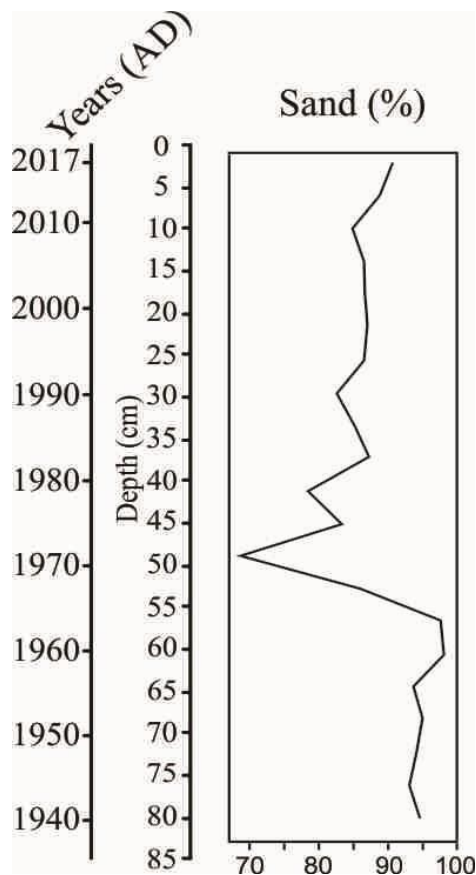


Figura 2- Idades relatadas em Anos Domini (AD) com datações Pb-210 para o testemunho T1. O testemunho apresentou deposição de areia (70 a 97%).

A análise cluster (CONISS) evidencia variações nas assembleias polínicas ao longo do núcleo sedimentar, com diferenciação de duas zonas polínicas (Figura 3). A primeira zona (Zona I) apresenta amostras do intervalo de 85 a 34 cm, período entre 1940 a 1989 AD. A segunda zona (Zona II) é representada por amostras do intervalo de 34 a 0 cm, período entre 1989 e 2017 AD.

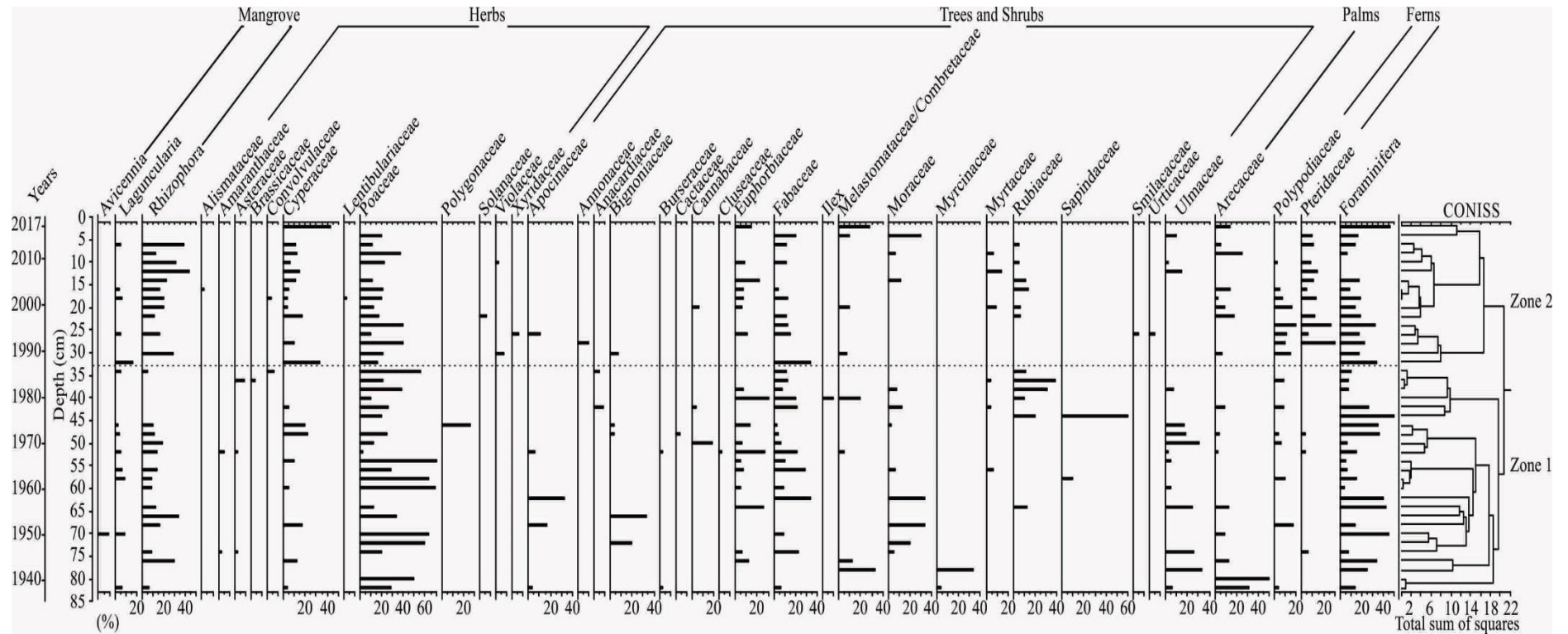


Figura 3- Variação percentual dos grupos polínicos em função da profundidade no testemunho sedimentar T1. Foram marcadas duas zonas polínicas no testemunho, conforme análise de agrupamento. A zona 1 foi formada entre aproximadamente 1940 e 1990 (85-34 cm). A zona 2 foi formada deste 1990, a partir de 34 cm de profundidade à superfície.

Os dados isotópicos para $\delta^{13}\text{C}$ revelam que o conteúdo de matéria orgânica tem origem terrígena com aporte de vegetação do tipo C_3 (-27‰ a -23,3‰). Foi observado o aumento de carbono orgânico total (COT) (0,27-2,82%) e nitrogênio total (NT) (0-0,09%) em direção ao topo do núcleo sedimentar. A análise da razão C:N em função de $\delta^{13}\text{C}$, apresenta resultados referentes a mistura de água doce e estuarina, com influência marinha em direção ao topo (Figura 4).

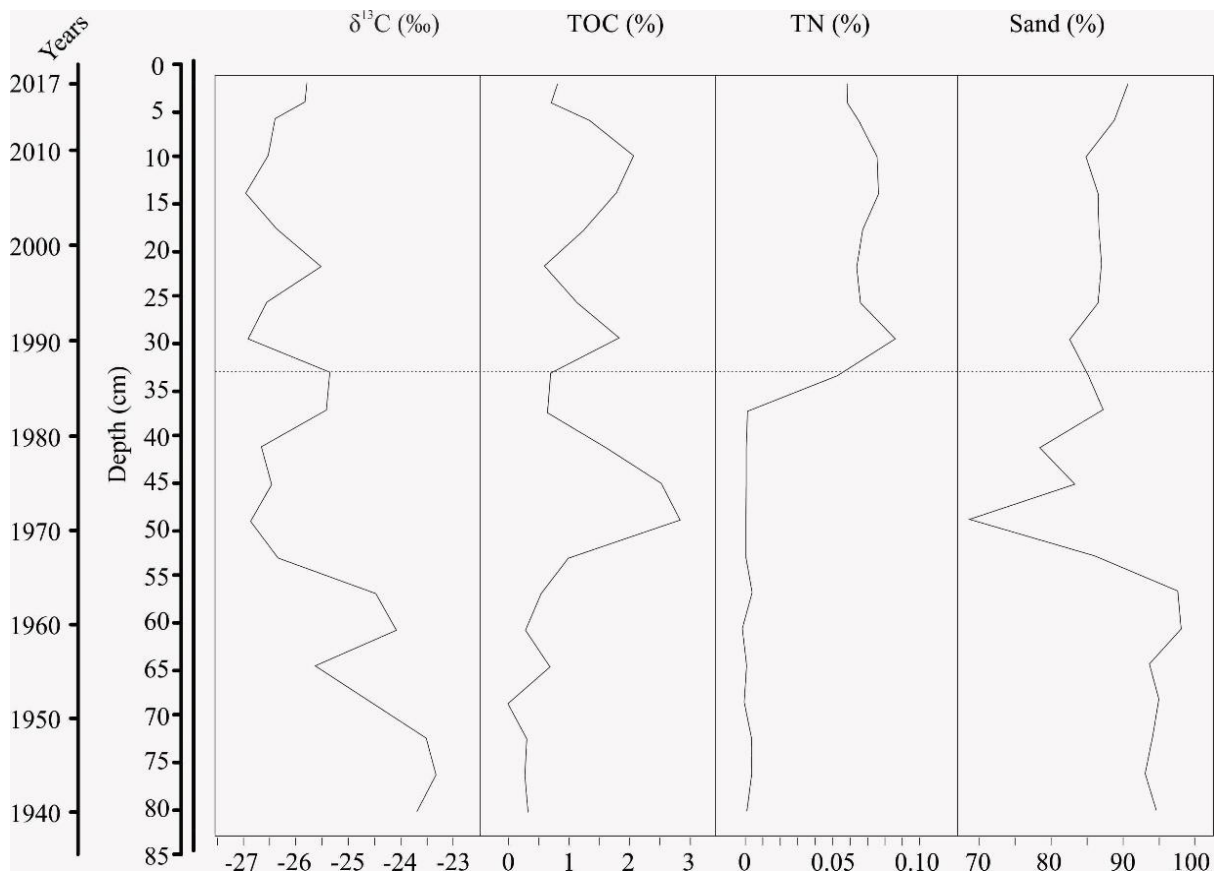


Figura 4- Perfil de variação dos resultados isotópicos e elementares, bem como o percentual de areia ao longo do testemunho sedimentar T1.

A variação dos sinais isotópicos em direção ao topo do núcleo sedimentar pode ser associada a uma maior porcentagem de sedimentos mais finos na parte superior do testemunho, quando comparado com a base, porque o menor diâmetro sedimentar possibilita trocas catiônicas devido a maior superfície de contato, alterando as concentrações de COT e NT na matéria orgânica, visto que a relação de sedimentos finos e matéria orgânica é diretamente proporcional (Ramaswamy *et al.* 2008).

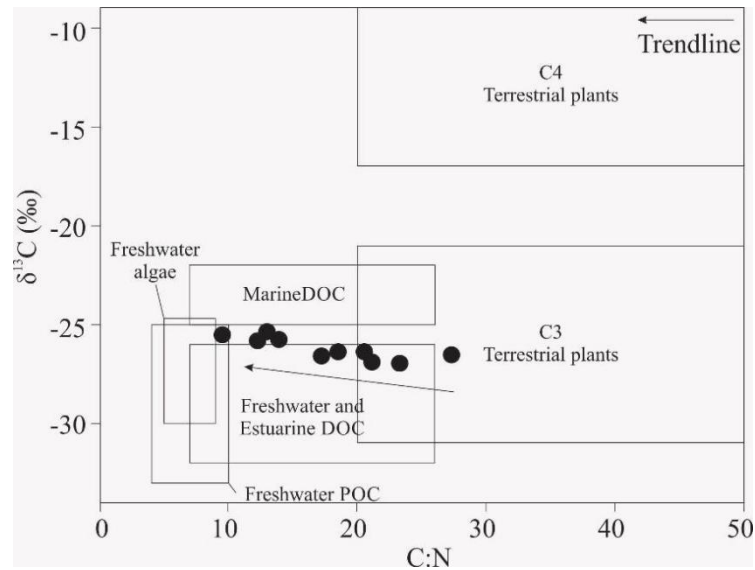


Figura 5- Gráfico da razão C:N em função da variação de $\delta^{13}\text{C}$ para as diferentes profundidades obtidas a partir do testemunho sedimentar T1 (Lamb *et al.* 2006, Meyers 2003, Wilson *et al.* 2005).

3.6.1 Palinologia

3.6.1.1 Zona I

A zona I é marcada por uma tendência de diminuição da vegetação de manguezal (8-30%) com presença de *Rhizophora* (5-30%) e *Laguncularia* (3-10%). O grupo de ervas, tem como principais representantes Poaceae (3-70%) e Cyperaceae (4-25%). As árvores e arbustos tem como principais representantes Rubiaceae (10-38%), Fabaceae (3-35%), Moraceae (3-34%), Euphorbiaceae (5-30%), e Melastomataceae/Combretaceae (5-34%). O grupo de palmeiras tenderam a diminuição (3-50%) e os esporos, representados por Polypodiaceae (5-17%) e Pteridaceae (5-7%), apresentaram baixas concentrações. Além disso, houve o registro de foraminíferos (5-50%).

3.6.1.2 Zona II

A zona 2 apresentou aumento da vegetação de manguezal (20- 50%), expressa por *Rhizophora* (15-50%) e *Laguncularia* (5-15%). As ervas são indicadas pela presença de Poaceae (20-40%) e Cyperaceae (10-50%). As árvores possuem como representantes Rubiaceae (5-20%), Fabaceae (10-40%), Moraceae (5- 40%), Euphorbiaceae (10-20%), e Melastomataceae/Combrataceae (5-40%). As palmeiras apresentaram tendência de aumento, com porcentagens variando entre 5 e 40%. Os esporos são representados por Polypodiaceae

(5-20%) e Pteridaceae (5-30). Nesta fase ainda aparecem registros de foraminíferos na faixa de 5 e 50%.

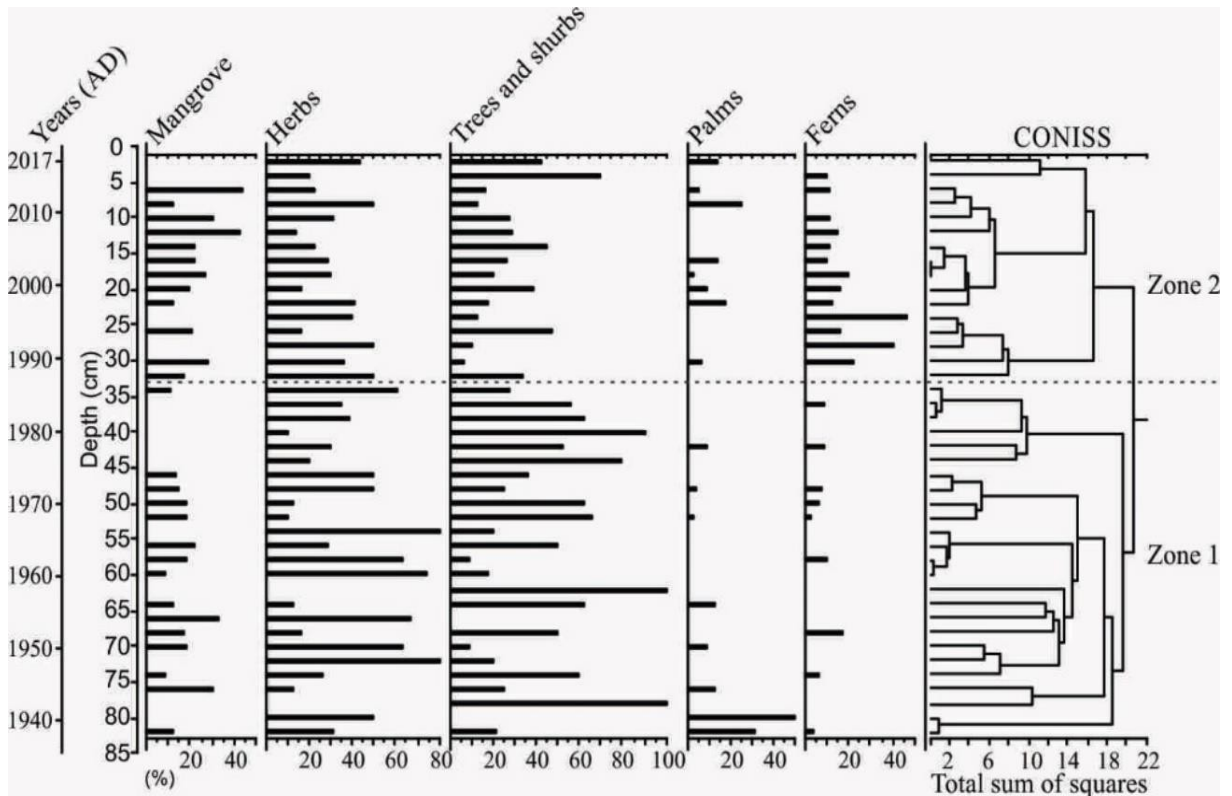


Figura 6- Diagrama do percentual polínico por zona a partir da análise de agrupamento em função da profundidade.

3.7 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES

A análise multivariada integrou dados de palinologia, análise isotópica, elementar e sedimentar, o que permitiu a individualização de duas fases, descritas como Fase I e Fase II. A partir da observação dos dados é possível constatar que os manguezais estão presentes na foz do rio Itapecuru desde pelo menos 1940 AD, com espécies de mangue identificadas desde a base do núcleo sedimentar, representados pelos gêneros de *Rhizophora* (5-30%), *Avicennia* (10%, somente na seção 70 cm) e *Laguncularia* (3-10%).

Na primeira fase ocorreu uma diminuição dos manguezais. Evidências meteorológicas apontam para um aumento pluviométrico na região entre 1964-1968; 1973-1975 e no ano de 1989, o que pode ter alterado as condições ambientais e hidrodinâmicas afetando as características físico-químicas do meio como o pH, salinidade e aporte de

nutrientes, condições sensíveis ao desenvolvimento dos manguezais. Além disso, a área de estudo é classificada como depósito flúvio-marinho, com ação de maré, o que permite inferir a influência pela variação do nível relativo marinho. A ação das marés provoca erosão dos depósitos do Grupo Barreiras, influenciando as taxas de sedimentação e contribuindo para as alterações ambientais (Almeida *et al.* 2003). Estes fatores incidentes são característicos de processos autogênicos e alogênicos que incidem sobre o estabelecimento e desenvolvimento deste tipo de ecossistema. Esta relação foi evidenciada em trabalhos como os de Behling *et al.* (2004) na região costeira oriental da Ilha de Marajó, no Estado do Pará, e Ribeiro *et al.* (2018) no Estado do Rio Grande do Norte, atrelando o desenvolvimento dos manguezais ao equilíbrio entre estes fatores.

O empobrecimento dos dados isotópicos para esta fase está ligado ao maior aporte de matéria orgânica produzida por vegetação do tipo C₃, o que é corroborado pelo aumento das concentrações de COT e NT associados a condições hidrodinâmicas de menor energia, permitindo um aumento deposicional nesta zona. Este contexto também pode ser evidenciado pelo registro de palinomorfos, visto que sua preservação está ligada a ambientes onde a acreção de matéria orgânica ocorre sob condições de menor energia pela deposição de partículas de menor diâmetro. Todavia, entre os anos de 1970 e 1985 houve registro do aumento da deposição de sedimentos de maior diâmetro o que se associa ao aumento da vazão do rio Itapecuru, transportando conteúdo mais arenoso e implicando em uma diminuição deposicional de matéria orgânica, o que pode ser observado com o empobrecimento dos percentuais de COT.

Na segunda fase existe o registro de expansão dos manguezais, indicado pelo aumento de *Rhizophora* (10 – 50%) o que coincide com a diminuição da vazão do rio Itapecuru, observado em registros de sua vazão média desde a década de 80. Um menor influxo fluvial possibilita o aumento da salinidade devido a influência marinha, o que contribuiu para o desenvolvimento da vegetação de manguezal, pelo menos desde as últimas três décadas, considerando sua melhor adaptação a ambientes salobros/salgados. Essa mudança é marcada por flutuações nos valores de COT, na faixa de 0,8 a 2,1 %, sendo relativamente maiores que os registros da primeira fase entre 1940-1988 AD. Os valores mais enriquecidos evidenciam uma maior retenção de partículas e matéria orgânica ligada ao desenvolvimento dos manguezais, que atualmente se encontram em expansão na região. A estabilização do aporte sedimentar na faixa de 85-90% de areia, como observado na primeira fase, também pode ser associado a presença de *Rhizophora*, pois trata-se de um gênero com

efeito amortizador sobre a influência de ondas e marés, diminuindo a energia do sistema e contribuindo para o estabelecimento de uma hidrodinâmica que favorece a acumulação no ambiente. Ainda nesta fase, a expansão dessa vegetação incidiu sobre os valores de $\delta^{13}\text{C}$, variando na faixa de -26,8 e -25,5‰, indicando a predominância de vegetação terrígena do tipo C_3 . Esses valores refletem a expansão da vegetação de manguezal e os resultados de $\delta^{13}\text{C}$ e da razão C:N indicam o aporte de matéria orgânica com influência marinha, final da fase II, conforme observado também no estudo de Silva *et al.* (2022). Essa maior influência marinha na fase II também é corroborada pela diminuição dos índices de precipitação, que registram oscilações, com tendência a diminuição, sendo mais importantes entre os anos de 2005 e 2017.

Nesse contexto, foi observada a existência de períodos mais secos e mais úmidos influenciaram de forma significativa o desenvolvimento e distribuição dos manguezais nessa região, devido a alterações provocadas na relação fluvio-marinha de aporte de sedimentos e matéria orgânica.

O fenômeno conhecido como El Niño é um fator de relevância nestes resultados pois na atualidade tem provocado secas severas nesta região do país, afetando a vazão dos rios e elevando a temperatura da superfície oceânica, o que intensifica a intercorrência de períodos mais secos, diminuindo a vazão dos rios e aumentando a influência marinha, modificando fortemente as condições físico-químicas do estuário da bacia hidrográfica do rio Itapecuru.

3.8 CONCLUSÕES

Os dados apresentados no presente artigo possibilitaram observar que os manguezais estão presentes nesta região desde pelo menos 1940 AD. Porém, variações nas condições físico-química do estuário provocadas pelas flutuações na vazão e índices pluviométricos associados ao fenômeno do El Niño provocou períodos de contração e expansão dos manguezais ao longo de sua história, nesta região. Essas inferências apresentam como evidências os sinais isotópicos relativamente estáveis indicando a origem da matéria orgânica da região, típicos de plantas C_3 , em adição aos resultados da análise sedimentar, obtenção da taxa de sedimentação e análise elementar, que apontam para uma posterior influência marinha. Além disso, os resultados da análise palinológica permitiram, em associação com os demais resultados, a construção de um contexto marcado por períodos de maior umidade e de secas, pela presença de palinórfos divididos em cinco grupos ecológicos: manguezais, ervas,

árvores e arbustos, palmeiras e esporos, delimitando duas zonas polínicas (zona 1: 85-34 cm e zona 2: 34-0 cm). Estes resultados associam os períodos de contração (zona I) e expansão (zona II) dos manguezais na região com eventos de maior e menor umidade, que implicaram no seu desenvolvimento, pelo maior aporte fluvial ou influência marinha em períodos distintos. Portanto, os resultados obtidos possibilitaram significativo avanço para estudos de reconstituição paleoambiental, contribuindo para uma melhor compreensão da dinâmica costeira e estudos sobre as mudanças climáticas e flutuações do nível do mar na costa brasileira.

AGRADECIMENTOS

Gostaríamos de agradecer aos membros do Laboratório de Oceanografia e Clima, do Instituto Federal do Espírito Santo, Campus Piúma (LAOC/Ifes-Campus Piúma), ao Laboratório de Dinâmica Costeira, da Universidade Federal do Pará (LADIC-UFPA), ao Laboratório de Oceanografia Química (LOQ-UFPA), ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura, da Universidade de São Paulo (CENA-USP), ao Laboratório de C-14 (USP) por todo apoio na presente pesquisa.

REFERÊNCIAS

- Alves J. R. P. 2001. Manguezais: educar para proteger. FEMAR. <http://www.bibliotecaflorestal.ufv.br/handle/123456789/10806>.
- Angulo R.J. & Souza M.C. 2004. Mapa geológico da planície costeira entre o rio Saíguaçu e a Baía de São Francisco, litoral norte do estado de Santa Catarina. *Boletim Paranaense de Geociências*, **55**: 09-23.
- Angulo R.J., Lessa G.C., Souza M.C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews* **25**: 486– 506.
- Bastos Neto, J. 2008. As áreas de preservação permanente do Rio Itapicuruáçu: impasses e pertinência legal [Dissertação de Mestrado - Universidade de Brasília]. <https://repositorio.unb.br/handle/10482/2907>.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2004. Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, Northern Brazil. *Vegetation History and Archeobotany*, **13**:73-80.
- Behling H. 2002a. Impact of the Holocene sea-level changes in coastal, eastern and central Amazonia. *Amazoniana* **17**:41-52.
- Behling H. 2002b. South and southeast Brazilian grasslands during late Quaternary times: a

synthesis. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* **177**:19-27.

- Behling H., 2001. Late Quaternary environmental changes in the Lagoa da Curuça region (eastern Amazonia, Brazil) and evidence of Podocarpus in the Amazon lowland. *Vegetation History and Archaeobotany*, 10:175–183.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2001. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil. *Bosque* **167**: 225–242.
- Behling H. & Costa M.L. 2001. Holocene vegetation and coastal environmental changes from Lago Crispim in Northeastern Pará State, Northern Brazil. *Rev. Palaeobot. Palynol.* **114**:145-155.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J., 2001b. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in northeastern Pará, Brazil. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **167**:225–242.
- Behling H., Negrelle R.R.B. 2001. Late Quaternary tropical rain forest and climate dynamics from the Atlantic lowland in southern Brazil. *Quat. Res.*, **56**: 383-389.
- Behling H., Arz H.W., Pätzold J., Wefer G. 2000. Late Quaternary vegetational and climate dynamics northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. *Quat. Sci. Rev.* **19**(10): 981-994.
- Behling H. 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology* **99**:143-156.
- Behling H. 1997a. Late Quaternary vegetation, climate and fire history in the Araucaria forest and campos region from Serra Campos Gerais (Paraná), S Brazil. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 97:109-121.
- Behling H. 1995a. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. *Journal of Paleolimnology*, **14** (3):253-268.
- Behling H. & Costa M.L. 1994. Studies on Holocene tropical vegetation mangrove and coast environments in the state of Maranhão, NE Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. 10: 93-118.
- Behling H., 1993. Untersuchungen zur Spätpleistozänen und Holozänen Vegetations- und Klimageschichte der Tropischen Küstenwälder und der Araukarienwälder in Santa Catarina (Sudbrasilien). Berlin.
- Bender M.M. 1971. Variations in the 12C/13C ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. *Phytochemistry* **10**:1239-1244.

- Boutton T.W. 1996. Stable carbon isotope ratios of soils organic matter and their use indicators of vegetation and climate change. *In*: Boutton T.W., Yamasaki S.I. (ed.). *Mass spectrometry of soils*. New York, Marcel Dekker, p. 47-82.
- Camargo M.G., 1999. SYSGRAN for Windows: granulometric analyses system. Pontal do Sul.
- Camargo M.G. 2006. *SYSGRAN para Windows*: sistema de análises granulométricas. Disponível em: www.cem.ufpr.br.
- Castro L. 2006. *Dinoflagelados e outros palinórfos do Miocénico do sector distal da Bacia do Baixo-Tejo*. PhD These de doutoramento, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Univ. Nova de Lisboa, 380 p.
- Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J. 2005a. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. *Rev. Palaeobot. Palynol.* **136**: 93–108.
- Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J., Smith C.B, Matos H.R.S, Vedel V. 2009. Impact of sealevel and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany* **18**:425–439.
- Cohen M.C.L. & Lara J. 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazonia: application of GIS and remote sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management*, **11**: 223-231.
- Cohen M.C.L, Lara R.J, Smith C.B, Angélica R.S, Dias B.S, Pequeno T. 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. *Catena* **76**:70–77.
- Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Behling H., Rossetti D.F., França M.C., Guimarães J.T.F., Friaes Y.S., Smith C.B. 2012. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quaternary Science Reviews*, **55**:50-58.
- Cohen M.C.L., Souza Filho P.W., Lara R.L., Behling H., Angulo R., 2005b. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management* **13**: 433-443.
- Colinvaux P.A., Oliveira P.E.de. 2001. Amazon plant and climate through the Cenozoic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **166**: 51-63.
- Colinvaux P.A., Oliveira P.E.de, Bush M.B. 2000. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: the failure of the aridity and refuge hypothesis. *Quat. Sci. Rev.* **19**: 141–169.
- Colinvaux P.A. & Oliveira P.E. de1999.A palynological history of the Amazon rain forest throughglacialcycles. *Acta Palaeontologica Romaniaae* **2**:99-103

- Colinvaux P., Oliveira P.E.de, Patiño J.E.M. (eds.) 1999. *Amazon pollen manual and atlas*. Dordrecht, Harwood Academic Publishers, 332 p.
- Correia M. D. & Sovierzoski H. H. 2005. *Ecosystemas marinhos: recifes, praias e manguezais*. [S.l.], EDUFAL. Disponível em: http://www.ufal.edu.br/usinaciencia/multimidia/livros-digitais-cadernos-tematicos/Ecosystemas_Marinhos_recifes_praias_e_manguezais.
- Dias F.F., Castro J.W.A., Seoane J.C.S., Camargo L.H.R. 2009. Indicadores de mudanças climáticas e de variações do nível do mar na costa do Rio de Janeiro: Aquecimento ou Resfriamento? *Observatorium: Revista Eletrônica de Geografia*, 1: 21-32.
- Dias P.L.S., Turcq B., Dias M.A.F.S., Braconnot P., Jorgetti T. 2009. Mid-holocene climate of tropical South America: a model-data approach. *In: Vimeux F., Sylvestre F., Khodri M. (eds.). Past climate variability in South America and Surrounding regions*. Dordrecht., Springer, p. 259–281.
- Diretoria De Hidrografia E Navegação Tábua das marés-DHN. Porto de São Francisco do Sul/SC. Banco nacional de dados oceanográficos. Disponível em: <http://www.mar.mil.br>.
- Doyle M. A. & Bennett C. S. 1988. The use of tissue expanders in scalp alopecia. *Australian and New Zealand Journal of Surgery*, **58**(4): 321-325.
- Erdtman G. 1960. The acetolysis method. A revised description. *Svensk Bot. Tidskr.*, **54**:561–564.
- Erdtman G. 1952. *Pollen morphology and plant taxonomy. An introduction to palynology*, Almqvist & Wiksell, Stockholm. v1.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations-FAO. 2007. *The world's Mangroves 1980–2005*. FAO Forestry Paper. Rome.
- Fontes N.A. 2015. *Os efeitos da subida do nível do mar sobre os manguezais do litoral Sul da Bahia durante o Holoceno*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém – PA, 80 p.
- França M.C. *et al.* 2015. A multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, Southeastern Brazil, due to climatic and sea-level changes during the late Holocene. *Catena*. **128**: 155-166.
- França M.C. 2010. *Mudanças na vegetação do litoral leste da Ilha de Marajó durante o Holoceno Superior*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 111p.
- Fundação de Desenvolvimento e Meio Ambiente-FUNDEMA. 1994. *Programa de Proteção da Biodiversidade e dos Recursos Hídricos da Região de Joinville, SC*. Centro de

Desenvolvimento Biotecnológico. 56p.

- Gordon E.S. & Goñi M.A. 2003. Sources and distribution of terrigenous organic matter delivered by the Atchafalaya River to sediments in the northern Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67** (13): 2359–2375.
- Grimm E.C. 1987. Coniss: a Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Comput. Geosci.* **13**:13–35.
- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., França M.C., Lara R.J., Behling H. 2010. Model of Wetland development of the Amapá coast during the Late Holocene. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (Impresso), **82**: 451-465.
- Guimarães J. T. F., Cohen M. C. L., Pessenda L. C. R., Franca M. C., Smith C. B., Nogueira A. C. R. 2012. Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon river. *Holocene* (Sevenoaks), **22**: 359-370.
- Haddad M., Taibi H., Mohammed Arezki S. M. 2013. On the recent global mean sea level changes: Trend extraction and El Niño's impact. *Comptes Rendus Geoscience*, **345**(4): 167–175. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2013.03.002>.
- Hayes J. M. 1993. Factors controlling ^{13}C contents of sedimentary organic compounds. Principles and evidence. *Marine Geology*, **113**: 111-125.
- Hayes M.O. 1975. Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium. In: Cronin L.E. (ed.). *Estuarine research*. New York, Academic Press, v. II, p. 3-22.
- Hyde H.A. & Williams D.A. 1945. Studies in atmospheric pollen. *New Phytologist* **44**:83-94.
- Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade-ICMBIO. 2018. *Atlas dos manguezais do Brasil*. Brasília,DF, Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade. <https://www.icmbio.gov.br>.
- Júnior M. A., Côrrea M.V. G., Macedo R. B., Cancelli R. R., Bauermann S.G. 2006. *Grãos de pólen: usos e aplicações – Canoas, RS, ULBRA* (Universidade Luterana do Brasil), 24 p.
- Kjerfve B. & Lacerda L.D. 1993. Mangroves of Brazil. In: Lacerda L.D. (ed.) *Mangrove ecosystems technical reports, ITTO TS-13*, v.2, p.245-272.
- Klein R.M. 1978. *Mapa fitogeográfico do estado de Santa Catarina*. Flora Ilustrada Catarinense.
- Köppen W. 1918. Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahresablauf (Classification of climates according to temperature, precipitation and seasonal cycle). *Petermanns Geogr. Mitt.*, **64** (193-203): 243-248.

- Lacerda L. D. 1999. Os manguezais do Brasil. In: Vannucci M. (ed.). *Os manguezais e nós: uma síntese de percepções*. São Paulo, EdUSP, p.185-196.
- Lamb A.L, Wilson G.P, Leng M.J. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sealevel reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, **75**:29–57.
- Lara R.J. & Cohen M.C.L. 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. *Climatic Change*, **94**: 399–408.
- Lara J.R. & Cohen MCL. 2006. Sediment porewater salinity, inundation frequency and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrology-based empirical model. *Wetlands Ecology and Management*, **14**: 349–358.
- Lima, K. C. 2017. *O Holoceno superior na bacia do rio Itapicuru (Bahia/Brasil): proposição de cenário para o baixo curso e planície costeira* PhD Theses, Universidade Estadual de Campinas]. http://bdtd.ibict.br/vufind/Record/CAMP_03c833b3ffe8e6d393937f1af5de9931.
http://bdtd.ibict.br/vufind/Record/CAMP_03c833b3ffe8e6d393937f1af5de9931.
- Menezes G.V. 1999. *Recuperação de manguezais: um estudo de caso na Baixada Santista, estado de São Paulo, Brasil*. PhD These em Oceanografia Biológica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 145p.
- Ministério do Meio Ambiente. Instituto Brasileiro de Meio Ambiente (MMA/IBAMA) 2007. *Reserva de fauna Baía da Babitonga*. Brasília, DF, CEPSUL/DIFAP/DIREC., 25p. Disponível em: http://www.ibama.gov.br/rppn/download.php?id_download=66. Acesso em: 3 out. 2017.
- Meyers P.A. 2003. Application of organic geochemistry paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry* **34**: 261-289.
- Meyers P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, **27**:213–250.
- Meyers P.A 1994. Preservation of source identification of sedimentary organic matter during and after deposition. *Chemical Geology* **114**:289-302.
- Munsell Color 2009. *Munsell Soil Color Charts*. New Revised edition. Macbeth Division of Kollmorgen Instruments, New Windsor, NY.
- National Oceanic and Atmospheric Administration-NOAA. 2017. *Ocean service education*. Disponível em: https://oceanservice.noaa.gov/education/kits/tides/media/supp_tide07a.html#top. Acesso em 02 fev. 2018.

- Novelli Y.S. & Lacerda L.D.de 1994. Lagoas costeiras, manguezais, marismas, dunas e restingas. In: Panitz C.M.N. (coord). *Diagnóstico ambiental oceânico e costeiro das regiões Sul e Sudeste do Brasil*. São Paulo, Fundespa; Iousp; Petrobrás p.128-347.
- Pejrup M. 1988. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: Boer P.L, van Gelder A., Nio S.D. (ed). *Tide-influenced Sedimentary environments and facies*. Dordrecht, D.Reidel, p.289-300.
- Pereira Filho, O. & Alves, J.R.P. 1999. Conhecendo o manguezal. Apostila técnica, Grupo Mundo da Lama, RJ. 4a ed. 10p.
- Pessenda L.C.R, Vidotto E, Oliveira P.E de, Buso A.A, Cohen M.C.L, Rossetti D de F, RicardiBranco F, Bendassolli J.A. 2012. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 363:57–68.
- Pessenda, L.C.R. *et al.* 2005. Holocene paleoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records. *The Holocene, Thousand Oaks*, **15** (6): 814-822,
- Pessenda L.C.R., Lisi C.S., Gouveia S.E.M. 1998a. Datação por 14C. In: Pessenda L. C. R. *Laboratório de C-14. técnicas e aplicações paleoambientais*. 1. ed. Piracicaba, CPG/CENA, v.2, p. 5-7. (Série Didática).
- Reimer P.J. *et al.* 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon, New Haven*, **46** (3): 1029-1058.
- Ribeiro S.R. 2017. *Dinâmica dos manguezais do litoral de natal-rn de acordo com as mudanças no clima e nível do mar desde o Holoceno médio*. MS DISSERTATION, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém – PA, 90 p.
- Rossi S. & Soares M. d. O. 201). Effects of el niño on the coastal ecosystems and their related services. *Mercator*, **16**(12), 1–16. <https://doi.org/10.4215/rm2017.e16030>.
- Roubik D.W. & Moreno J.E. 1991. *Pollen and spores of Barro Colorado Island*. Missouri Botanical Garden.
- Santos T. P., Franco D. R., Barbosa C. F., Belem, A. L., Dokken, T., Albuquerque, A. L. S. 2013. Millennial- to centennial-scale changes in sea surface temperature in the tropical South Atlantic throughout the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **392**:1–8.
- Santos R.D. dos *et al.* 2005. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. Viçosa, SBCS/EMBRAPA/CNPS.

- Schaeffer-Novelli Y. & Cintrón G. 1986. *Guia para estudo de áreas de manguezal: estrutura, função e flora*. São Paulo, Caribbean Ecological Research.
- Schaeffer-Novelli Y. 1989. Perfil dos ecossistemas litorâneos brasileiros, com especial ênfase sobre o ecossistema manguezal. *Publi. Esp. Inst. Ocean. São Paulo. USP*, **7**: 1-16.
- Silva M.A.B., Bernini E., Carmo T.M.S. 2005. Características estruturais de bosques de mangue do estuário do rio São Mateus, ES, Brasil. *Acta Botanica Brasilica*, **3** (19): 465-471.
- Silva M.C.M., Cunha S.R., Nascimento F., Lima B.G., Costa C.S.B. 1998. Aspectos estruturais dos manguezais da Baía de Babitonga, SC. *In: 49º Congresso Nacional de Botânica. Anais[...]* p.380 (463p).
- Smith C.B, Cohen M.C.L, Pessenda L.C.R, França M.C, Guimarães J.T.F. 2012. Holocenic proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari-Northern Brazil. *Catena* **90**: 26–38.
- Smith C.B, Cohen M.C.L, Pessenda L.C.R, França. M.C, Guimarães J.T.F, Rossetti D. de F, Lara R.J. 2011. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Review of Palaeobotany and Palynology* **168**:21-30.
- Smith B. N. & Epstein S. 1971. Two categories of $^{13}C/^{12}C$ ratios for higher plants. *Plant Physiology*, **47**(3): 380-384.
- Soares M.L.G., Estrada G.C.D., Fernandez V., Tognella M.M.P., 2012. Southern limit of the Western South Atlantic mangroves: Assessment of the potential effects of global warming from a biogeographical perspective. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* v.101, p. 44–53.
- Soares M.L.G. 1999. Estrutura vegetal e grau de perturbação dos manguezais da Lagoa da Tijuca, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. *Revista Brasileira de Biologia*, **59**(3): 503-515.
- Soil Survey Division Staff. 1993. *Soil survey manual*. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 18.
- Spalding M.D., Blasco E., Field, C.D. (eds). 1997. *World mangrove Atlas. The International Society for Mangrove Ecosystems*, Okinawa, Japan. 17H p.
- Stockmarr J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, **8**: 615-621.
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker R.G. James N.P. (eds.). Facies models - response to Sea Level Change*. Ontario, Canada, Geological Association of Canada, p. 1–14.
- Walker R.G. & James N.P. 1992. Facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker*

R.G. James N.P. (eds.). *Facies models* - response to sea level change. Ontario, Canada, Geological Association of Canada, p. 1 - 14.

Walker R.G. 1990. Facies modelling and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**:777 - 786.

Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.* **30** (5): 377–392.

CAPÍTULO 4 LATE HOLOCENE MANGROVE DYNAMICS OF THE DOCE RIVER DELTA, SOUTHEASTERN BRAZIL: IMPLICATIONS FOR THE UNDERSTANDING OF MANGROVE RESILIENCE TO SEA-LEVEL CHANGES AND CHANNEL DYNAMICS²

² *Manuscrito publicado (<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111055>)*



ELSEVIER

Contents lists available at ScienceDirect

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/palaeo

Late Holocene mangrove dynamics of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of mangrove resilience to sea-level changes and channel dynamics

Fernando A. Borges da Silva^a, Marlon C. França^{a,b,c,*}, Marcelo C.L. Cohen^a, Luiz C.R. Pessenda^d, Francis E. Mayle^e, Neuza A. Fontes^a, Flávio L. Lorente^d, Antônio Álvaro Buso Junior^d, Marisa de C. Piccolo^d, José A. Bendassolli^d, Kita Macario^f, Nicholas Culligan^g

^a Graduate Program of Geology and Geochemistry, Federal University of Pará, Belém 66077-530, Brazil

^b Federal Institute of Pará, Belém 66090-020, Brazil

^c Federal Institute of Espírito Santo, Piúma 29285-000, Brazil

^d Center for Nuclear Energy in Agriculture, University of São Paulo, Piracicaba 13400-000, Brazil

^e University of Reading, United Kingdom

^f LAC-UFF AMS Laboratory-Fluminense Federal University, Niterói, Brazil

^g Department of Oceanography and Coastal Sciences, College of the Coast and Environment, Louisiana State University, Baton Rouge, LA 70803, United States of America

ARTICLE INFO

Editor: Howard Falcon-Lang

Keywords:

Pollen

Sea-level

Stable isotopes

Transitional sediments

Wave-influenced

ABSTRACT

This work aims to understand mangrove resilience to changes in a wave-influenced delta in southeastern Brazil during the late Holocene using an integrated analysis of palynology, sedimentology, and geochemistry ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C:N and C:S ratio), and radiocarbon dating on two sediment cores. The data indicated three mangrove succession phases: 1) an estuarine point bar/tidal flat occupied by a mixture of mangrove species (~2660 - ~2050 cal yr BP); 2) a tidal flat dominated by *Laguncularia* mangroves (~2050 - ~900 cal yr BP); and 3) tidal flats with *Laguncularia* mangroves upstream and establishment of *Rhizophora*/*Avicennia* mangrove at the river mouth (~900 cal yr BP until present). The geochemical results suggest a dominance of C_3 terrestrial plants with a mixture of C_4 plants and organic matter of marine/estuarine origin throughout the late Holocene. *Laguncularia* and *Rhizophora* trees were established since ~ 2660 cal yr BP as pioneers, followed thereafter by *Avicennia*. Currently, tidal flats upstream are occupied by mangroves mainly represented by *Laguncularia*. *Rhizophora*/*Avicennia* mangroves occur at the mouth of the river. The relative sea-level fall during the late Holocene, as well as the channel dynamics, caused the development of tidal flats and mangrove succession inland. The succession of *Rhizophora*, *Laguncularia*, and *Avicennia*, followed by the permanence of only *Laguncularia*, is likely related to the resilience of each mangrove genus to habitat disturbance (e.g., salinity and sediment grain size fractions) caused by sea-level changes and channel dynamics. Our results show that mangroves may be resilient to the effects of Atlantic sea-level fluctuations, but the floristic structure in the past is different from that of today.

1. Introduction

The global distribution of mangroves has changed throughout geological and human history (Monacci et al., 2009). Studies along the Brazilian littoral zone using multi-proxy data have indicated expansion and contraction of mangrove areas during the Holocene (Amaral et al., 2006; Pessenda et al., 2008; Cohen et al., 2009; Smith et al., 2011;

França et al., 2012; Guimarães et al., 2012; França et al., 2013, 2016). This mangrove dynamic is due to the combination of sea-level changes (Angulo et al., 2008), tectonic activities (Rossetti et al., 2012), and variations in fluvial discharge related to climate changes (Bush and Colinvaux, 1990; Bush et al., 2007). Mangroves are affected by complex interactions between tidal flood frequency, sediment and nutrient supply, and porewater salinity of intertidal flats (Hutchings and Saenger,

* Corresponding author at: Federal Institute of Espírito Santo – Brazil, Rua Augusto Costa de Oliveira, 660, Centro, CEP 29285-000 Piúma (ES), Brazil.
E-mail address: marlon.franca@ifes.edu.br (M.C. França).

<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111055>

Received 13 December 2021; Received in revised form 11 May 2022; Accepted 12 May 2022

Available online 19 May 2022

0031-0182/© 2022 Elsevier B.V. All rights reserved.

1987; Wolanski et al., 1990; Masselink and Gehrels, 2015). Mangrove species differ in their responses to local variations in environmental conditions (Tomlinson, 1986).

Regarding natural influences on deltaic systems, sea-level fluctuations have affected coastal ecosystems, such as mangroves, along the Brazilian littoral (Lara and Cohen, 2009; Cohen et al., 2012, 2015; Pessenda et al., 2012; França et al., 2014, 2016; Fontes et al., 2017) during the Holocene. Coastal wetlands have the ability to maintain stability with sea-level (Kirwan and Murray, 2007). Equilibrium models of coastal wetlands consider several feedbacks that allow the coastal wetlands to keep their locations relative to the tidal range (Cohen et al., 2005; McKee et al., 2007), where sediment vertical accretion increases according to a depth of tidal flood (French and Stoddart, 1992; Furukawa and Wolanski, 1996; Blasco et al., 1996; Cahoon and Lynch, 1997; Krauss et al., 2013), and availability of accommodation space (Boyd and Penland, 1981; Woodroffe, 2002; Job et al., 2021), which allows the wetland to keep pace with relative sea level (Cahoon et al., 2006).

Mangroves occur parallel to the coastline, with zonations characterized by species dominating tidal flats more exposed to marine influence. Other species occupy higher tidal flats as a response to the substrate physical-chemical characteristics (Snedaker, 1982; Hutchings and Saenger, 1987). For instance, several mangrove tree species reach an ideal development at salinities between 5 and 25‰ (Burchett et al., 1989; Ball and Pidsley, 1995; Suárez and Medina, 2005) and respond to coastal processes and sediment deposition (França et al., 2012). *Rhizophora mangle* dominates on unstable tidal flats exposed to direct tidal influence. By contrast, *Avicennia germinans* dominates the higher tidal flats subjected to higher porewater salinities, and *Laguncularia racemosa* is commonly found in less saline environments and sandy sediments (Hogarth, 2007). Therefore, mangroves occur along environmental gradients characterized by salinity, landforms, and sediment types, which reflect fluvio-marine dynamics (Thom, 1984; Woodroffe, 1992).

The Doce River delta, southeastern Brazil, is considered one of the largest wave-dominated deltas of Brazil (Suguio et al., 1980; Dominguez et al., 1981; Martin et al., 1996). The delta progradation occurred during the last 5000 cal yr BP according to the late Holocene marine regression. The delta development occurred by beach ridge progradation according to a relative sea-level fall during the middle and late Holocene (Angulo et al., 2006; Cohen et al., 2020; de Toniolo et al., 2020). Thus, a relative sea-level fall may cause a seaward mangrove migration due to changes in flow energy and tidal inundation frequency (Cohen and Lara, 2003).

Mangroves expanded upstream of the Doce River delta, during the early-middle Holocene, followed by contraction and eventual disappearance of this ecosystem during the late Holocene (Buso Junior et al., 2013; França et al., 2013). The edges of the estuaries and tidal creeks are occupied by species typical of mangrove forests (Bernini et al., 2006). However, those works did not directly show the dominant plants along the Doce River estuary during the late Holocene. Therefore, it remains unclear when the mangrove types began to grow and the meaning of mangrove type succession. Mangroves may be resilient to sea-level fluctuations, but few works provided evidence about the relationship between the mangrove type succession and stressors factors, such as sea-level changes.

Then, how does each mangrove type respond to changes in depositional environments, controlled by sea-level fluctuations and input of different sediment grain sizes? It is a subject still open for discussion. Therefore, to contribute to the discussion and understanding of the mangrove resilience to changes in a wave-influenced delta (South-eastern Brazil) during the late Holocene, this paper presents the integration of multi-proxy data with sedimentary facies, pollen, isotopes ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) and elemental analysis.

2. Modern settings

2.1. Study area and geological setting

The study sites are located between 40° 04'–39° 40' W and 18° 34'–19° 48' S and are adjacent to two river mouths, the Barra Seca River (sediment core MBN) and the São Mateus River (sediment core LI-34; reviewed in this work; França et al., 2016), which are each part of the Doce River Delta, State of Espírito Santo, southeastern Brazil (Fig. 1). The Holocene sedimentary dynamic in the study area is mainly controlled by relative sea-level change (RSL), fluvial sediment supply, and longshore currents. The formation of a barrier island/lagoonal system began at about 7000 cal yr BP (Suguio et al., 1982; Martin et al., 1996, 2003).

The region is mainly represented by the Barreiras Formation formed by continental and transitional deposits, with many broad valleys (Martin et al., 1996; Rossetti et al., 2013). Four geomorphological units may be identified in the study area: (1) a mountainous province with Precambrian rocks; (2) a tableland area, comprising the Barreiras Formation, gently sloping toward the coast, composed of sandstones, conglomerates and mudstones – attributed to Neogene marine transgressions (Dominguez, 2009; Rossetti et al., 2013); (3) a coastal plain area, with fluvial, transitional and shallow marine sediments, accumulated during RSL changes (Martin and Suguio, 1992); and (4) an inner continental shelf area with surficial sediments composed mainly by fine to coarse sands and mud sediments.

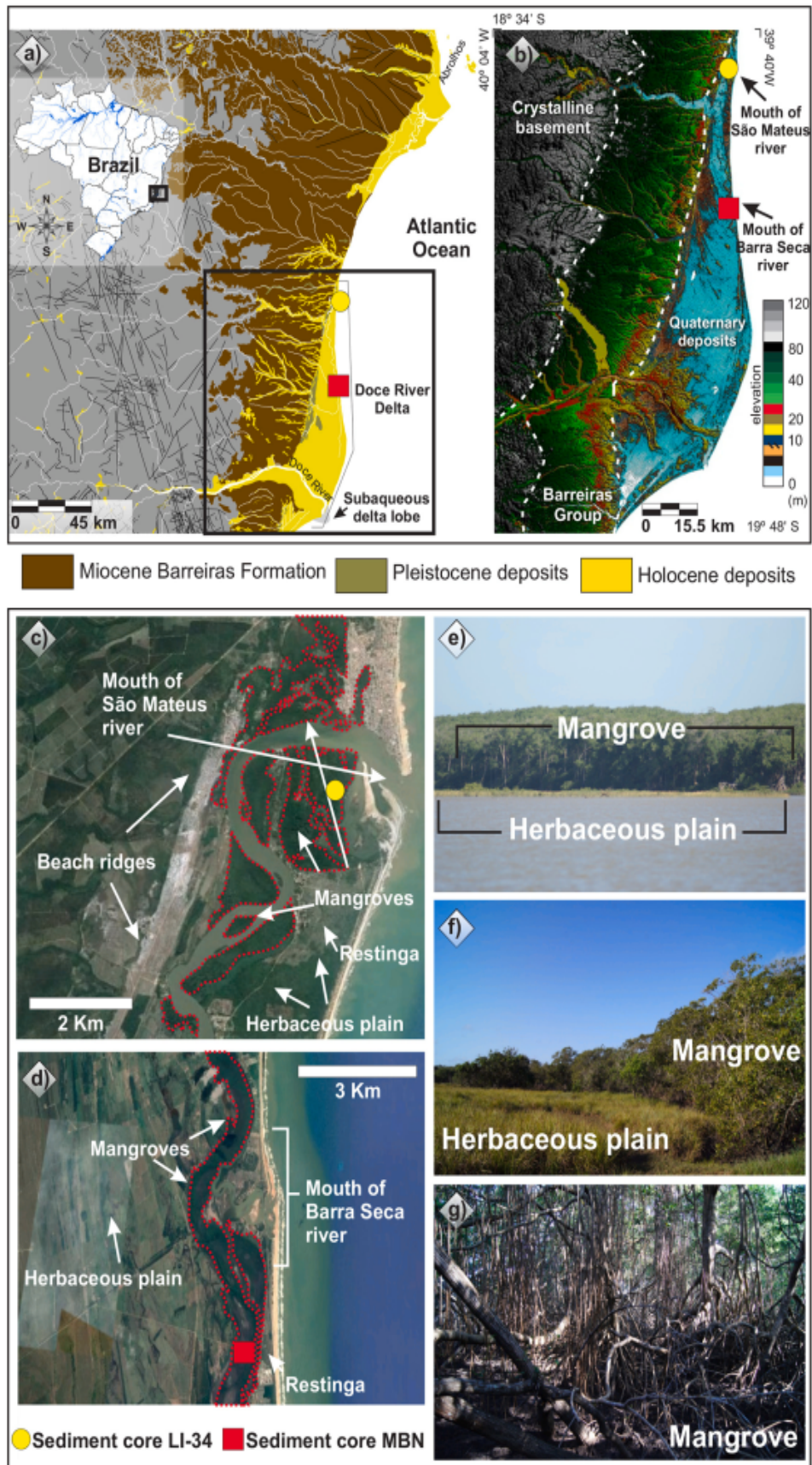
2.2. Modern climate and oceanography

The study area is located in a warm and humid tropical climate, with annual precipitation ~1190 mm and temperature ranges between 20° and 26 °C (Buso Junior et al., 2013). Precipitation occurs mainly during the summer (November – January), while the winter is characterized by a dry season (May – September), regulated by the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and the position of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) (Carvalho et al., 2004). The study area is affected by the South Atlantic trade winds belt (NE-E-SE) under the influence of a local high-pressure cell and the episodic advance of the Atlantic Polar Front, causing SSE winds (Dominguez et al., 1992; Martin et al., 1998).

The coastal plain of the Doce River has a maximum width of about 40 km and length of about 150 km (Bittencourt et al., 2007). This region is influenced by the Atlantic Ocean with microtidal semidiurnal, ranging below 2 m. The tidal water salinity is between 9 and 34‰. The Doce River has a maximum and minimum outflow of ~1900 and ~400 m³/s, while the São Mateus River has a discharge ~11 m³/s (Bernini et al., 2006).

2.3. Modern vegetation

Most of the study area is occupied by mangrove trees, ~5–10 m tall, represented by *R. mangle*, *L. racemosa*, and *A. germinans*. *Rhizophora* and *Laguncularia* trees occur mainly along the channels, while *A. germinans* grows mainly on higher tidal flats. Nowadays, mangrove forests are restricted to the northern sector of the Doce River Delta (Bernini et al., 2006), including the mouths of Barra Seca and São Mateus Rivers. The sandy coastal plain flora includes *Ipomoea pes-caprae*, *Hancornia speciosa*, *Chrysobalanus icaco*, *Hirtella americana*, *Cereus fernambucensis* and palm trees. It is also characterized by pioneering freshwater plants such as *Hypolytrum* sp., *Panicum* sp., and brackish water plants such as *Polygala cyparissias*, *Remirea maritima*, *Typha* sp., *Cyperus* sp., *Montrichardia* sp., *Tapirira guianensis*, and *Symphonia globulifera*. Herbaceous vegetation is also found at the coastal plain, represented by Araceae, Cyperaceae, and Poaceae. Tropical rainforest, occupying higher ground further inland, is predominantly characterized by the following families: Annonaceae, Fabaceae, Myrtaceae, Sapotaceae, Bignoniaceae, Lauraceae,



(caption on next page)

Fig. 1. Study area: a) Barreiras Formation, and Pleistocene and Holocene deposits under the influence of the Doce River Delta; b) topographic profile showing the differences between the topographic elevations of the Quaternary deposits, Barreiras Group, and crystalline basement; c) LI-34 core location showing geomorphological features such as beach ridges, herbaceous plain, and mangrove vegetation developed in the Holocene (Google Earth); d) MBN core location, showing herbaceous plain and mangroves developed in the Holocene (Google Earth); e) the contact between mangrove and herbaceous vegetation in the São Mateus River mouth; f) the contact between mangrove and herbaceous vegetation in the Barra Seca River mouth; g) mangrove vegetation composed mainly by *Rhizophora* and *Laguncularia* in the MBN area.

Hippocrateaceae, Euphorbiaceae, and Apocynaceae (Peixoto and Gentry, 1990).

3. Materials and methods

3.1. Fieldwork and sampling processing

For the description of the geological characteristics, the SPRING 3.6.03 processing system was used, which generated an image of composition RGB 543, elaborated from a LANDSAT 7 image, obtained in July 2011 from the Brazilian National Research Institute (INPE). Global Mapper 12 software was used to generate the topographic map, based on SRTM-90 data (<http://srtm.usgs.gov/data/obtainingdata.html>).

The sediment cores MBN (4.95 m depth, S 18°58'31.3" / W 039°44'36.0" and 0.6 m elevation – Barra Nova estuary) and LI-34 (4 m depth, S 18°36'27.4" / W 39°44'40.4" and 1 m elevation – São Mateus estuary) were retrieved from a mangrove muddy tidal flat (Fig. 1) using a Russian Peat sampler (USEPA, 1999). This area is a southeastern wave-dominated coast and has micro-tidal influence (Dominguez, 2009). Mean spring tidal range is 1.7 m in the area. The geographical positions of the cores were determined by GPS (Reference Datum: SAD69).

3.2. Radiocarbon dating

Based on stratigraphic discontinuities, suggested by color, lithology, and texture, seven bulk samples (10 g each) were chosen for radiocarbon analysis. The sediments were verified and physically cleaned under a stereomicroscope. Samples were placed in 2% HCl at 60 °C for 4 h to eliminate adsorbed carbonates. These samples were also rinsed and dried at 50 °C, following procedures described in Pessenda et al. (2012). The chronological context for the studied stratigraphic sequence was supplied by an accelerator mass spectrometer (AMS) radiocarbon dating at the ¹⁴C Laboratory of Fluminense Federal University (LACUFF) and at UGAMS (University of Georgia – Center for Applied Isotope Studies). Radiocarbon ages were normalized to a δ¹³C of –25‰ VPDB and reported as calibrated years (cal yr BP) (2σ) using CALIB 7.1 (Stuiver et al., 2018 - <http://calib.org> – accessed 2019-5-27). The dates (Table 1) are presented in the text as the median of the range of calibrated ages based on IntCal13 (Reimer et al., 2013).

3.3. Facies description

The cores were X-rayed to identify sedimentary structures and

transported to the Laboratory of Chemical Oceanography/UFGA. The sediment grain size distribution was determined by laser diffraction using a Laser Particle Size SHIMADZU SALD 2101. The sediment grain size was based on the Wentworth (1922) with sand (2–0.0625 μm), silt (62.5–3.9 μm), and clay fractions (3.9–0.12 μm). Facies analysis involved description of color (Munsell Color, 2009), lithology, texture, and structure (Harper, 1984; Walker and James, 1992). The sedimentary facies codes followed Miall (1978).

3.4. Palynological analysis

Sediment samples (1.0 cm³) were taken at 10 cm intervals and processed by standard pollen analytical techniques (Faegri and Inversen, 1989). This sampling interval along cores with 4–5 m long sampled from tidal flats with sedimentation rates between 1 and 20 mm/yr is appropriate for a palaeoenvironmental reconstruction during the late Holocene (Behling et al., 2004; Cohen et al., 2012; França et al., 2013). Pollen and spores were categorized according to the reference collections of about 4000 Brazilian flora taxa (Salgado-Labouriau, 1973; Markgraf and D'Antoni, 1978; Roubik and Moreno, 1991; Colinvaux et al., 1999) jointly with the reference collection of the Laboratory of Coastal Dynamics – Federal University of Pará and ¹⁴C Laboratory of the Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA/USP). At least 300 terrestrial pollen grains were counted for each sample. The total terrestrial pollen sum excludes fern spores and aquatic pollen. Results were expressed as percentages of the total terrestrial pollen sum. The classification pollen taxa were based on pollen source: mangroves, trees and shrubs, palms, and herbs pollen. TILIA and TILIAGRAPH was used for calculations and graphical plotting (Grimm, 1990). The cluster analysis of pollen taxa was developed by CONISS (Grimm, 1987).

3.5. Isotopic and chemical analysis

Sediment samples (6–50 mg) were obtained along the cores at 10 cm intervals, and 2% HCl was used to remove carbonate. It was washed with distilled water until the pH reached 6, and dried at 50 °C. The sediment samples were analyzed for total organic carbon, nitrogen, and sulfur at the Stable Isotopes Laboratory and at the Nutrient Cycling Laboratory of the Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA/USP). Samples were analyzed in an ANCA SL2020 mass spectrometer and Sulfur Analyzer SC 144DR-LECO, respectively. The values are represented as a percentage of dry weight, with an analytical precision of 0.09% (TOC) and 0.07% (TN), respectively. The standard for sulfur analysis was

Table 1

Sediment samples selected C-14 dating and results from MBN and LI-34 core (Doce River Delta) with cody site, laboratory number, depth, material, ages ¹⁴C yr BP conventional, calibrated and median (using Calib 6.0; Reimer et al., 2013).

Core	Cody site and laboratory number	Depth (m)	Material	Ages (¹⁴ C yr BP, 1σ)	Ages (cal yr BP, 2σ deviation)	Median of age range (cal yr BP)	Reference
LI-34	LACUFF13021	0.60–0.64	Bulk sed.	338 ± 43	307–409	360	França et al., 2016
LI-34	LACUFF13022	1.35–1.40	Bulk sed.	195 ± 37	105–114	110	França et al., 2016
LI-34	UGAMS15848	2.60–2.63	Bulk sed.	1200 ± 25	1210–1227	1220	França et al., 2016
LI-34	UGAMS15849	3.72–3.75	Bulk sed.	1440 ± 25	1299–1375	1340	França et al., 2016
MBN	UGAMS21210	0.97–0.99	Bulk sed.	2160 ± 20	2067–2081	2075	This work
MBN	UGAMS21211	3.80–3.82	Bulk sed.	2300 ± 20	2214–2216	2215	This work
MBN	UGAMS21212	4.77–4.79	Bulk sed.	2500 ± 20	2659–2664	2660	This work

0.031% (dry soil), from 0.028 to 0.034% (mean values). The ^{13}C and ^{15}N results are expressed as $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ with respect to VPDB standard and atmospheric air. Analytical precision is $\pm 0.2\text{‰}$ (Pessenda et al., 2004). In order to describe and understand the source of organic matter, the binary analyses between $\delta^{13}\text{C}$ vs. C:N (Meyers, 2003; Wilson et al., 2005; Lamb et al., 2006) and $\delta^{15}\text{N}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ (Peterson and Howarth, 1987; Fellerhoff et al., 2003) were used. Leaves of the vegetation units were sampled for isotopic $\delta^{13}\text{C}$ determination.

4. Results

4.1. Radiocarbon dating

The data presented in Table 1 provide late Holocene chronological control since ~2660 cal yr BP (core MBN, 4.79–4.77 m depth). The ^{14}C dates revealed that studied sediments were deposited according to a vertical accretion range between 0.45 and 20.07 mm/yr typical for the studied coast (16–1 mm/yr) during the mid-late Holocene. The high sedimentation rates have been attributed to a higher sediment accommodation space during the mid-late Holocene, caused by the middle Holocene high sea-level stand (Breithaupt et al., 2012, 2018; França et al., 2013, 2015, 2016; Lorente et al., 2014; Cohen et al., 2020). In this work we have used the informal terms mid and late Holocene instead of Middle or Late Holocene. The Quaternary literature has used variable informal usage of 'early', 'middle' or 'mid', and 'late' with the beginning of the middle Holocene ranges in age from 8 to 6 ka BP, while the end of the middle Holocene varies between 5 and 2.5 ka BP (e.g. Huguin and Restifo, 2012). Walker et al. (2012) proposed an Early–Middle Holocene boundary at 8200 a BP and a Middle–Late Holocene boundary at 4200 a BP. However, proposal for relative sea-level changes for the Brazilian coast have used an informal scale for the Holocene (Angulo et al., 2006, 2016). Therefore, to discuss the temporal correlations of the events identified in this work with the relative sea-level changes proposed for the Brazilian coast, we decided to keep the Holocene informal scale for this work.

4.2. $\delta^{13}\text{C}$ values of modern vegetation

Thirty-two species of the most abundant plants were collected at the study sites. The $\delta^{13}\text{C}$ values range between -30.10‰ and -11.48‰ , indicating dominance of C_3 plants (Table 2). C_4 plants are restricted to the Poaceae family (*Paspalum* sp. and *Sporobolus virginicus*). Some species were characterized as CAM (Ecophysiology of Crassulacean Acid Metabolism), such as Cactaceae (*C. fernambucensis*) and Clusiaceae (*Clusia nemorosa*).

4.3. Facies associations

The sediment cores were comprised of mostly greenish-gray or dark brown muddy and sandy silts (Figs. 2 and 3). The cores are characterized by massive sand (facies Sm), sand with cross-laminations (facies Sc), parallel lamination sand (facies Sp), lenticular (facies Hl), wavy (facies Hw), flaser (facies Hf) heterolithic bedding, and parallel laminated mud (facies Mp) with convolute lamination. Additionally, bioturbation structures, characterized by benthic tubes, plant remains, shells, roots, and root marks are present. Evaluation of sediment texture and structure and associated pollen and isotopic data ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$), together with C:N and C:S values, revealed three facies associations which represent a typical tidal flat setting, characterized by an estuarine point bar (facies association A), tidal flat with mangrove/herbs vegetation (facies association B), and estuarine channel (facies association C).

4.3.1. Facies association A (estuarine point bar)

The facies association A only occurs in core MBN between ~2660 and ~2215 cal yr BP (Fig. 2), between 4.9 and 3.8 m depth. It mainly consists of lenticular heterolithic bedding (facies Hl) with basal sand

Table 2

Species from the Doce River Delta and their $\delta^{13}\text{C}$ value.

Vegetation type	Division or Family	Species/genus	Growth form	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB)
Lake	Asparagaceae	Unidentified	Herb	-26.03
	Cannaceae	<i>Canna glauca</i>	Herb	-26.55
	Cyperaceae	<i>Eleocharis</i>	Herb	-27.08
	Fabaceae	<i>Dalbergia ecastaphyllum</i>	Shrub	-28.71
		<i>Senna</i> sp.	Shrub	-29.31
	Malpighiaceae	<i>Stigmaphyllon ciliatum</i>	Liana	-27.57
	Nymphaeaceae	<i>Nymphaea ampla</i>	Herb	-28.52
	Poaceae	<i>Paspalum</i>	Herb	-11.48
		Unidentified	Herb	-12.56
		<i>Typha domingensis</i>	Herb	-29.39
Mangrove	Combretaceae	<i>Laguncularia racemosa</i>	Tree	-27.39
		<i>L. racemosa</i>	Tree	-27.68
	Rhizophoraceae	<i>Rhizophora mangle</i>	Tree	-28.30
		<i>R. mangle</i>	Tree	-28.46
		<i>Schinus terebinthifolia</i>	Shrub	-28.07
Restinga	Asteraceae	Unidentified	Herb	-26.42
	Boraginaceae	<i>Varronia curassavica</i>	Shrub	-30.10
	Cactaceae	<i>Cereus fernambucensis</i>	Shrub	-13.73
		<i>C. fernambucensis</i>	Shrub	-13.54
	Clusiaceae	<i>Clusia nemorosa</i>	Shrub	-15.42
		<i>C. nemorosa</i>	Shrub	-15.39
	Convolvulaceae	<i>Ipomoea imperati</i>	Herb	-24.74
		<i>I. pes-caprae</i>	Herb	-26.48
		<i>I. pes-caprae</i>	Herb	-26.53
	Fabaceae	<i>Stylosanthes guianensis</i>	Herb	-26.50
	Goodeniaceae	<i>Scaevola plumieri</i>	Shrub	-25.49
		<i>S. plumieri</i>	Shrub	-24.97
	Myrtaceae	<i>Eugenia vernicosa</i>	Tree	-30.15
		<i>E. vernicosa</i>	Tree	-29.99
	Nyctaginaceae	<i>Guapira pernambucensis</i>	Shrub	-27.45
	Poaceae	<i>Sporobolus virginicus</i>	Herb	-13.20
	Polygonaceae	<i>Coccoloba atnifolia</i>	Shrub	-28.04

cross-lamination (facies Sc) and parallel sand lamination (facies Sp). Close to the top of this facies association inclined wavy (Hw) and flaser (Hf) heterolithic bedding with mud and organic matter deposition are present, which reflects point-bar lateral accretion within a meandering creek (Thomas et al., 1987).

The pollen record mainly shows an increase of herbaceous pollen (Fig. 4), between 2660 and 2215 cal yr BP (beginning of zone I), such as Poaceae (15–60%), Cyperaceae (5–15%), Asteraceae (2–4%), *Borreria* (<2%), and Convolvulaceae (<2%). Other ecological groups show a decreasing trend. Trees and shrubs are mainly characterized by Fabaceae (2–24%), Euphorbiaceae (5–15%), Rubiaceae (5–10%), Apocynaceae (3–7%), Moraceae (2–7%), *Mimosa* (2–5%), and *Alchornea* (~10%) pollen grains close to the top of this facies association. Palm pollen ranges between 5% and 16%. Mangrove pollen ranges between 5% and 16% abundance, mainly characterized by *Rhizophora* (3–6%), *Laguncularia* (5–16%), and *Avicennia* (<5%).

The $\delta^{13}\text{C}$ and C:N values oscillate between -27‰ and -17‰ ($\bar{x} = -23\text{‰}$), and 12 and 45 ($\bar{x} = 27.5$) between 4.9 and 3.8 m depth, respectively (Fig. 2). $\delta^{15}\text{N}$ values range between 2.8‰ and 9.3‰ ($\bar{x} = 6.2\text{‰}$) and the C:S ratio ranges between 0.38 and 5.18 ($\bar{x} = 2$).

4.3.2. Facies association B (tidal flat with mangrove/herbs vegetation)

This association was identified in core MBN from 3.7 m depth to the surface (~2215 cal yr BP; Fig. 2) and LI-34 from 3.7 m depth to the surface (~1340 cal yr BP; Fig. 3). The facies association B is largely comprised of mud with fine and very fine sand, lenticular heterolithic

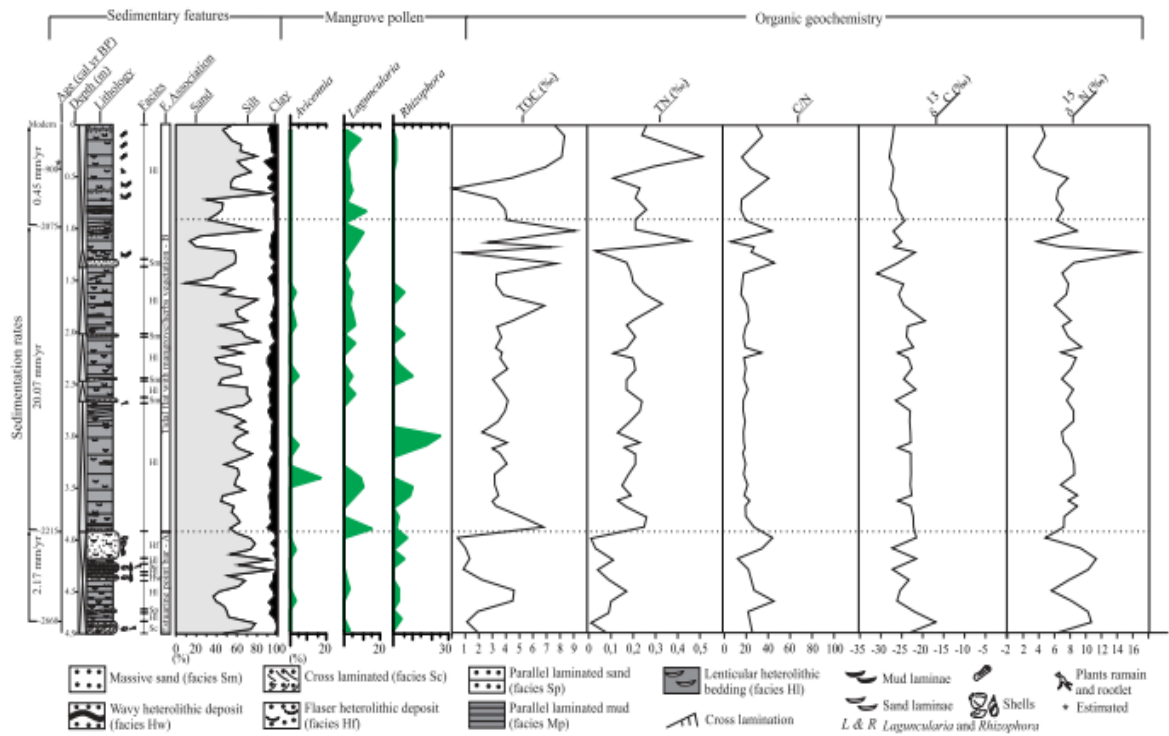


Fig. 2. Summary of the MBN sediment core, showing sedimentary features, ¹⁴C dating, pollen data, and geochemical results.

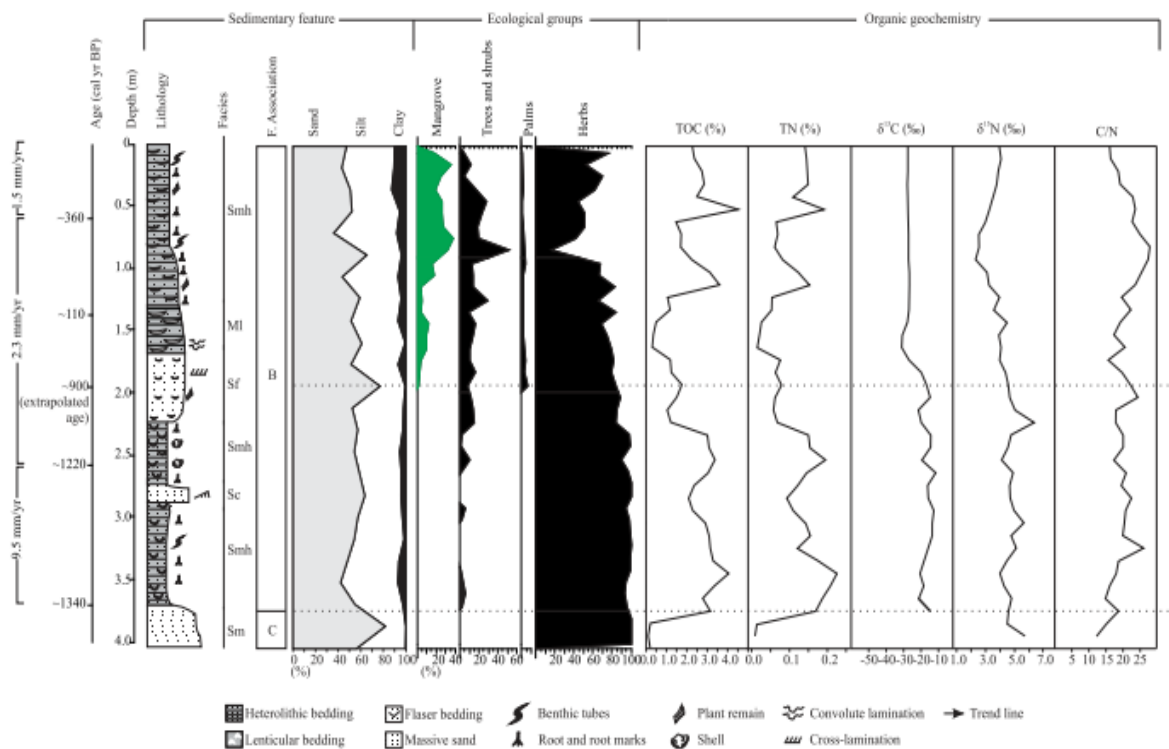


Fig. 3. Summary of the LI-34 sediment core, showing sedimentary features, ¹⁴C dating, pollen data, and geochemical results.

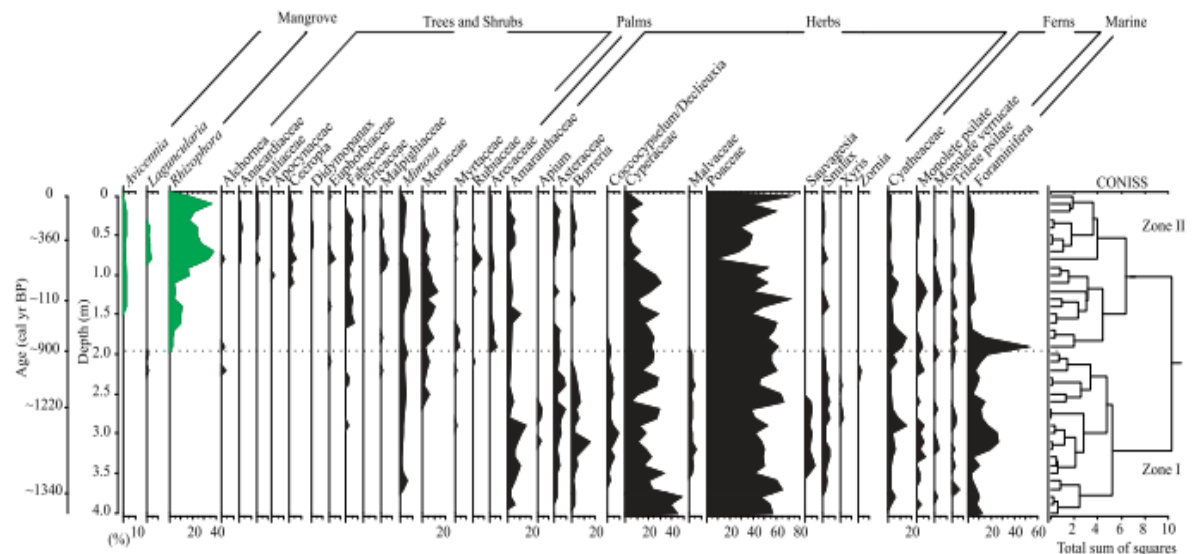


Fig. 5. Pollen diagram record for core LI-34. Ecological group abundance is shown in percentage of total pollen sum. Zone boundaries are marked by black dotted lines.

since at least ~2660 cal yr BP, behind the late Holocene beach ridges. During this phase there was a transition from a point bar to a tidal flat. The end of this phase is marked by the disappearance of *Avicennia* and *Rhizophora* mangrove taxa around 2075 cal yr BP, with only *Laguncularia* mangrove trees remaining. The latter was likely caused by channel migration and a decrease in sea-level, leading to an increase in erosion. Therefore, a common zonation from the intertidal fringe to higher elevations landward indicates the following genus mangrove gradient: *Rhizophora* > *Avicennia* > *Laguncularia* (Woodroffe, 1982). Furthermore, the decrease in *Rhizophora* and *Avicennia* trees, leaving only *Laguncularia* trees, which commonly occupy less saline environments (Hogarth, 2007), indicates a reduction in salinity, probably due to a sea-level drop and/or to the wet climate. In addition, *Laguncularia* trees have greater resilience to adverse conditions (Tomlinson, 1986; Gu et al., 2019; Cohen et al., 2020). We interpret this sequence of mangrove dynamics to signify relative sea-level fall over the last 5500 cal yr BP, which led to an increase in sediment supply (França et al., 2016). Locally, the establishment of mangroves depends on the dynamics of channel migration. The relationship between $\delta^{13}\text{C}$ values, ranging from -27 and -16‰ , and C:N ratios (12–45), indicates that sedimentary organic matter was sourced from mixing between C_3 terrestrial plants and marine dissolved organic carbon-DOC (Fig. 7), suggesting estuarine zones between ~2660 and ~2050 cal yr BP.

5.1.2. Phase 2 (~2050 to ~900 cal yr BP)

During this phase a mangrove succession developed, whereby the mangrove community of preceding phase 1, containing a mix of *Avicennia*, *Rhizophora*, and *Laguncularia* trees, was replaced by a monospecific mangrove community dominated by *Laguncularia* trees at the MBN site. Tidal flats constitute favorable hydrodynamic conditions for mangrove development due to muddy sedimentation, with low-energy waves and low current velocity. During this phase, oscillations in wave energy and velocity produced cross-lamination sand, inducing the migration of small sand ripples (Reineck and Singh, 1980). Furthermore, the upward fineing sequence indicates a decrease in energy flow, favouring the establishment of a tidal flat, with sedimentation rates around 20 mm/yr. These hydrodynamic conditions favored mangrove development.

During this phase $\delta^{13}\text{C}$ values ranging between -28 and -22‰ , together with C:N ratios between 6 and 40, indicate that organic matter was sourced predominantly from C_3 plants ($\delta^{13}\text{C}$: -32‰ to -21‰ , C:N

> 20; Deines, 1980) (Fig. 2, MBN core). An estuarine environment is consistent with $\delta^{13}\text{C}$ values ranging from -32‰ to -26‰ , and C:N ratios from <25 to >6, according to Fig. 7 (Lamb et al., 2006). The $\delta^{15}\text{N}$ values between 4 and 7.4‰ ($x = 5.8\text{‰}$) suggest a mixture of terrestrial plants and aquatic organic matter (Sukigara and Saino, 2005). The trends of rising carbon and nitrogen values signify mangrove establishment.

5.1.3. Phase 3 (900 cal yr BP until present)

This phase is marked by the abundance of *Laguncularia* and *Rhizophora* trees occupying upriver tidal flats at the MBN site, as well as the presence of a mangrove ecosystem dominated by *Rhizophora* and *Avicennia*, and some *Laguncularia* (<3%), on tidal flats near the mouth of the São Mateus River at the LI-34 site (Fig. 6). The sediments are characterized by heterolithic bedding and massive sand, with plant remains and rootlets. At the LI-34 site, near the São Mateus River mouth, this phase is marked by sand deposition, typical of the mouth of an estuarine channel. Following a sea level decrease, relative sea-level stabilized (Angulo et al., 2006). This favored mangrove establishment, characterized by *Rhizophora* and *Avicennia*, around 900 cal yr BP at the LI-34 site and mangrove migration to the mouth of the São Mateus River.

According to the $\delta^{13}\text{C}$ values (around -28‰), and C:N ratios (16–27), tidal flats close to the mouth of the Barra Seca and São Mateus River were characterized by C_3 terrestrial plants and a mixture of freshwater/estuarine dissolved organic carbon (DOC) (Fig. 7), consistent with a marine influence and mangrove colonization.

5.2. Floristic changes to mangrove communities

Mangroves expanded upstream of the Doce River delta, southeastern Brazil, during the early-middle Holocene, and were occupying topographically higher flats in the mid-Holocene (França et al., 2015). However, the RSL fall combined with the higher sediment fluvial discharge caused a coastal progradation over the last ~6350 cal yr (Buso Junior et al., 2013; França et al., 2013, 2016; Lorente et al., 2014). According to our data, mangroves migrated to lower tidal flats behind the current beach ridges between ~2660 and ~900 cal yr BP due to sea-level drop. The stabilization of relative sea-level during the last 900 cal yr BP contributed to the development of tidal flats and mangrove expansion, with a predominance of *Laguncularia* mangroves upstream and the establishment of *Rhizophora/Avicennia* mangroves at the mouth

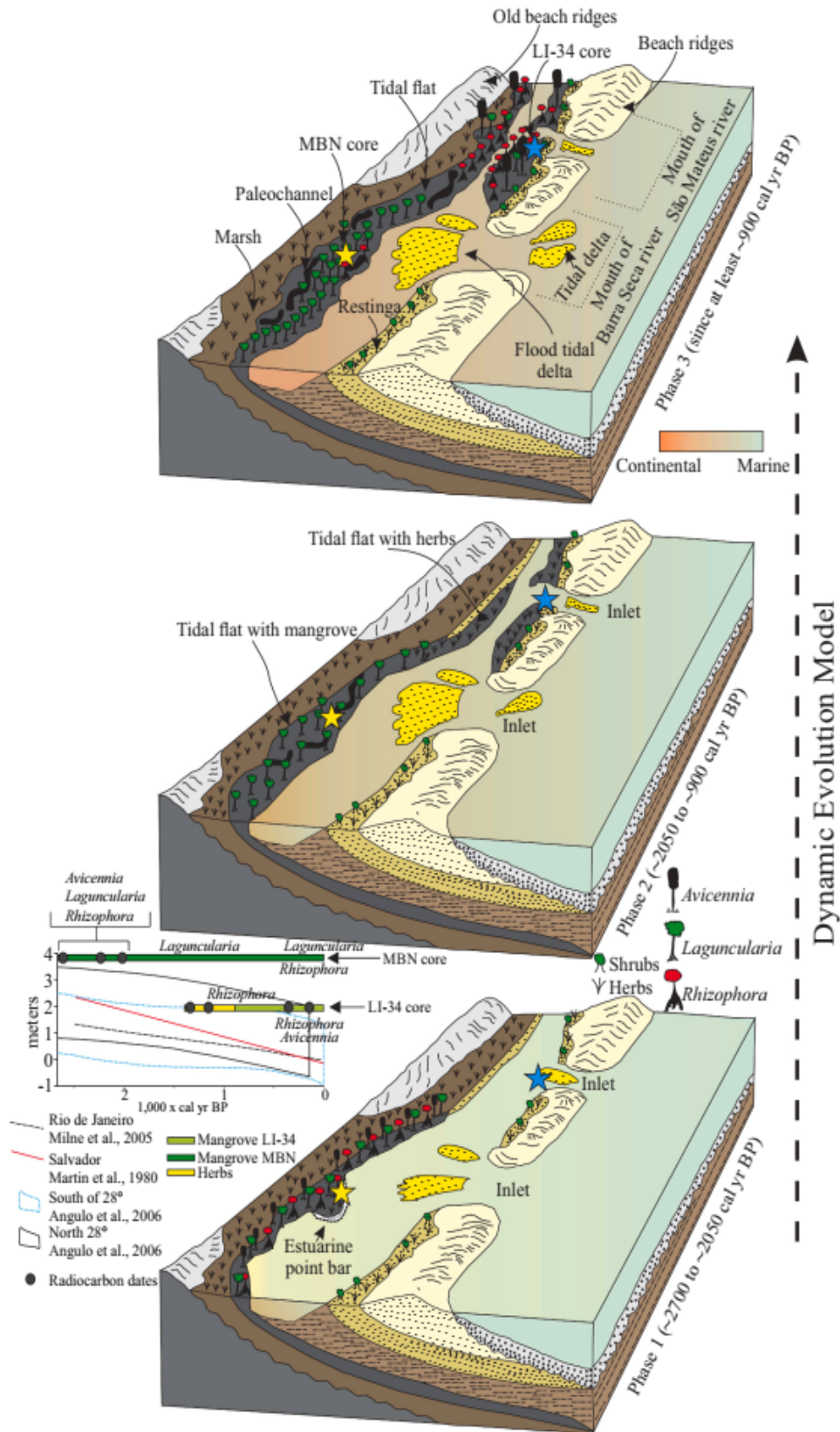


Fig. 6. Model of paleoenvironmental changes in the late Holocene. Sea level fall was expressed in the figure according to previous studies (Martin et al., 1980; Milne and Bassett, 2005; Angulo et al., 2006).

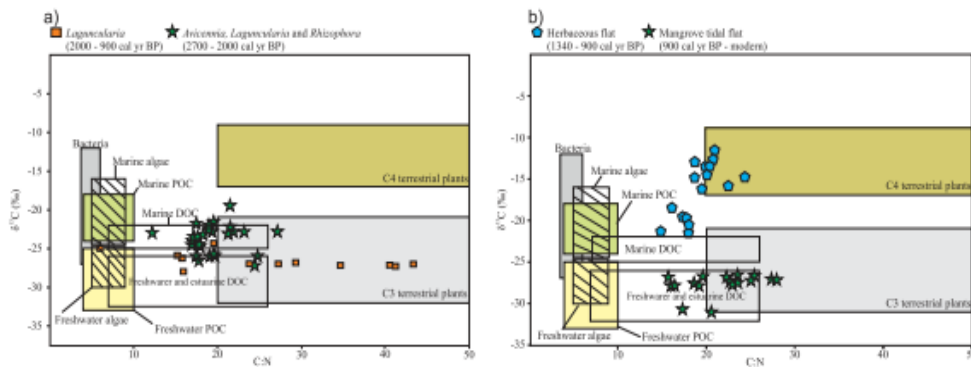


Fig. 7. Diagrams for core MBN (a) and core LI-34 (b) illustrating the relationship between $\delta^{13}\text{C}$ vs. C:N for the different coastal organic matter sources during the late Holocene in southeastern Brazil. Interpretation is according to data presented by Meyers (2003) and Lamb et al. (2006).

of the rivers.

Mangrove species differ in their responses to local environmental conditions, which directly affect their development (Tomlinson, 1986). These environmental variations may drive either positive or negative feedback, depending on the taxon. For example, salinity variations may impair the growth and reproduction of certain mangrove species, such as *Avicennia* (Naidoo et al., 2011). On the other hand, an increase in salinity can drive an increase in the production of chlorophyll-a and b in *L. racemosa* (Sobrado, 2000), giving it greater resistance to adverse conditions and increasing its colonization potential. It is important to emphasize that, unlike *Rhizophora*, both *Laguncularia* and *Avicennia* are adapted to hypersalinity conditions. However, for successful germination, *Laguncularia* can withstand longer periods of salinity than *Avicennia* (Cavalcanti et al., 2007), which means that *Laguncularia* is relatively better adapted for growth in the middle of the spatial-temporal salinity spectrum and, accordingly, has higher plasticity (Tomlinson, 1986). Furthermore, the increase in flow energy, evidenced by the deposition of sandy sediments, may also contribute to mangrove community changes, leading to species turnover (França et al., 2012). For example, *Laguncularia* is commonly found in more disturbed environments than those of *Rhizophora* and *Avicennia* (Hogarth, 2007), and may withstand the impact caused by disasters and/or human pollution, such as metal contamination at the Doce River estuary after the dam collapse on 5th November 2015 (Fernandes et al., 2016). On the sand bars, coastal dynamics caused high mangrove mortality by erosion or sand sedimentation on mangrove muddy substrates, which have caused tree roots to suffer from anoxia (Gil-Torres and Ulloa-Delgado, 2001). Mangroves dominated by *Rhizophora* retreated along the northern Brazilian coastline due to landward sand migration that covered the mudflat and asphyxiated vegetation (Cohen and Lara, 2003; França et al., 2012).

The ecophysiological characteristics of *L. racemosa* highlight its important role as a pioneer species in mangrove succession; e.g. creating suitable microclimatic conditions (raising humidity and reducing soil temperature) to facilitate colonization by other mangrove tree species (Cavalcanti et al., 2007). Thus, mangroves have demonstrated considerable resilience over timescales commensurate with shoreline evolution, resisting natural disturbances, and human impacts (Alongi, 2008).

Our multi-proxy late Holocene records show that, by the end of the first phase (2075 cal yr BP), populations of *Avicennia* and *Rhizophora* had decreased substantially, with only *Laguncularia* remaining in the area near the Barra Seca River mouth. We argue that these floristic changes were most likely caused by relative sea-level fall and channel migrations. These processes triggered successive changes in the salinity and grain size of the sedimentary environment, thus destabilizing the system. According to Kathiresan and Thangam (1990), fluctuations in the environment salinity have a more relevant effect on mangrove species than a constant hypersalinity. Once a mangrove forest is established, successive changes in salinity can lead to the death of adult individuals

as they have less plasticity than seedlings. This effect was observed in situations where there were changes in the flood dynamics caused by changes in the mouth of a river (Tognella et al., 2006). Our sedimentary profiles show that our study area experienced high energy in several periods due to the presence of laminations of sand from the base toward the top of the core, suggesting significant fluctuations in the environment salinity. These variations would have driven the disappearance of the genera *Avicennia* and *Rhizophora* from the region near the Barra Seca River mouth. In contrast, the pioneer tree *Laguncularia* would have been resilient to these salinity variations. In the upper part of the MBN core (phase 3), no sandy deposition pulses were observed, thus indicating a possible stabilization in the system, which together with the decrease in RSL and greater continental influence, decreased the salinity of the environment and allowed the reappearance of individuals of *Rhizophora*.

6. Conclusions

This paper's multi-proxy data reveal the mangrove response to the relative sea-level fall and sedimentary dynamics of the Doce River Delta region of Espírito Santo state, southeastern Brazil in the late Holocene. Our results show that the mangrove may be resilient to Atlantic sea-level fluctuations, but that the previous floristic composition of the mangrove vegetation differed from what is currently present. Therefore, this study resolves a key research question of widespread interest, revealing the mangrove response to the sediment dynamics and sea-level fluctuations. Thus, mangrove ecosystems have existed in the current coastal zone since at least ~2660 cal yr BP, with a dynamic history which comprises three phases: 1°) an estuarine point bar/tidal flat with mixed mangroves (~2660 until ~2050 cal yr BP), 2°) a tidal flat with *Laguncularia* mangroves (~2050 until ~900 cal yr BP), and 3°) tidal flats with *Laguncularia* mangroves upstream and establishment of *Rhizophora*/*Avicennia* mangroves at the mouth of the rivers (~900 cal yr BP until present). The geochemical results indicate a dominance of C₃ terrestrial plants with some influence of C₄ plants and organic matter of marine/estuarine origin along the studied cores. The pollen data show that the mangroves in this region have been present since at least ~2660 cal yr BP. *Laguncularia* and *Rhizophora* trees were the initial pioneers in mangrove development, followed by *Avicennia*. Currently, mangroves in the MBN area (Barra Nova estuary) are dominated by *Laguncularia*. *Rhizophora*/*Avicennia* mangroves occur at the mouth of the rivers. Therefore, our data reveal changes in the mangrove ecosystem due to a gradual relative sea-level fall during the late Holocene and the sedimentary dynamics which resulted in the development of tidal flats and a mangrove succession. The succession from a mixed mangrove community (*Rhizophora*, *Laguncularia*, and *Avicennia*) to a monospecific mangrove community comprised only of *Laguncularia* is likely due to differing tolerances of these taxa to variations in salinity, sediment deposition associated with changes in sea-level and channel dynamics,

and immediate impact caused by disasters and/or human pollution.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgments

We would like to thank the members of the Laboratory of Coastal Dynamics (LADIC-UFPA), Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA-USP), Vale Natural Reserve (Linhares, ES) and the students from Laboratory of Chemical-Oceanography (UFPA) for their support. This study was financed by FAPESP (03615-5/2007 and 00995-7/11), FAPES (093/2020, 03/2021, 441/2021, and 282/2021) and in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001. The second author would like to thank CNPq for research scholarship (305074/2017-2 and 309618/2020-7). We also wish to thank Geovani S. Siqueira for the help with the preparation of plant specimens.

References








- Alongi, D., 2008. Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuarine Coastal Shelf Sci.* 76 (1), 1–13.
- Amaral, P.G.C., Ledru, M.P., Branco, F.R., Giannini, P.C.F., 2006. Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 241 (3), 608–620.
- Angulo, R.J., Lessa, G.C., Souza, M.C., 2006. A critical review of Mid- to Late-Holocene Sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quat. Sci. Rev.* 25, 486–506.
- Angulo, R.J., De Souza, M.C., Assine, M.L., Pessenda, L.C.R., Disaró, S.T., 2008. Chronostratigraphy and radiocarbon age inversion in the Holocene regressive barrier of Paraná, southern Brazil. *Mar. Geol.* 252, 111–119.
- Angulo, R.J., Giannini, P.C.F., De Souza, M.C., Lessa, G.C., Angulo, R.J., Giannini, P.C.F., De Souza, M.C., Lessa, G.C., 2016. Holocene paleo-sea level changes along the coast of Rio de Janeiro, southern Brazil: comment on Castro et al. (2014). *An. Acad. Bras. Cienc.* 88, 2105–2111.
- Ball, M.C., Pidsley, S.M., 1995. Growth responses to salinity in relation to distribution of two mangrove species, *Sonneratia alba* and *S. lanceolata*, in northern Australia. *Funct. Ecol.* 9, 77–85.
- Behling, H., Cohen, M.L., Lara, R., 2004. Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. *Vegetat. Hist. Archaeobot.* 13, 73–80.
- Bernini, E.S.M.A., Carmo, T.M., Cuzzuol, G.R.F., 2006. Composição química do sedimento e de folhas das espécies do manguezal do estuário do rio São Mateus, Espírito Santo, Brasil. *Rev. Bras. Bot.* 29, 686–699.
- Bittencourt, A.C.S.P., Dominguez, J.M.L., Martín, L., Silva, I.R., De-Medeiros, K.O.P., 2007. Past and current sediment dispersion pattern estimates through numerical modeling of wave climate: an example of the Holocene delta of the Doce River, Espírito Santo, Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.* 79, 333–341.
- Blasco, F., Saenger, P., Janodet, E., 1996. Mangrove as indicators of coastal change. *Catena* 27, 167–178.
- Boyd, R., Penland, S., 1981. Washover of deltaic barriers on the Louisiana coast. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.* 31, 243–248.
- Breithaupt, J., Smoak, J., Smith, T., Sanders, C., Hoare, A., 2012. Organic carbon burial rates in mangrove sediments: Strengthening the global budget. *Glob. Biogeochem. Cycles* 26 (3), 1–11.
- Breithaupt, J., Smoak, J., Byrne, R., Waters, M., Moyer, R., Sanders, C., 2018. Avoiding timescale bias in assessments of coastal wetland vertical change. *Limnol. Oceanogr.* 63 (S1), 477–495.
- Burchett, M.D., Clarke, C.J., Field, C.D., Pulkownik, A., 1989. Growth and respiration in two mangrove species at a ranges of salinities. *Physiol. Plant.* 75, 299–303.
- Bush, M.B., Colinvaux, P.A., 1990. A long record of climatic and vegetation change in lowland Panamá. *J. Veget. Sci. Uppsala* 1, 105–118.
- Bush, A.M., Bambach, R.K., Daley, G.M., 2007. Changes in theoretical ecosystem utilization in marine fossil assemblages between the mid-Paleozoic and late Cenozoic. *Paleobiol.* 33, 76–97.
- Buso Junior, A.A., Pessenda, L.C.R., Oliveira, P.E.O., Giannini, P.C.F., Cohen, M.C.L., Ribeiro, C.V., Oliveira, S.M.B., Favaro, D.I.T., Rossetti, D.F., Lorente, F.L., Borotti Filho, M.A., Schiavo, J.A., Bendassolli, J.A., França, M.C., Guimarães, J.T.F., Siqueira, G.S., 2013. Late Pleistocene and Holocene vegetation, climate dynamics, and Amazonian taxa in the Atlantic Rainforest of Linhares, Southeastern Brazil. *Radiocarb.* 55, 1747–1762.
- Cahoon, D.R., Lynch, J.C., 1997. Vertical accretion and shallow subsidence in a mangrove forest of southwestern Florida, U.S.A. *Mangrove Salt Marshes* 1, 173–186.
- Cahoon, D.R., Hensel, P.F., Spencer, T., Reed, D.J., McKee, K.L., Saintilan, N., 2006. Coastal wetland vulnerability to relative sea-level rise: wetland elevation trends and process controls. *Wetlands Nat. Resour. Manag.* 190, 271–292.
- Carvalho, L.M.V., Jones, C., Liebmann, B., 2004. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J. Clim.* 17, 88–108.
- Cavalcanti, V.F., Andrade, A.C.S., Soares, M.L.G., 2007. Germination of *Avicennia schaueriana* and *Laguncularia racemosa* from two physiographic types of mangrove forest. *Aquat. Bot.* 86 (3), 285–290.
- Cohen, M.C.L., Lara, R.J., 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazônia: application of GIS and remote sensing techniques. *Wetl. Ecol. Manag.* 11, 223–231.
- Cohen, M.C.L., Souza Filho, P.W., Lara, R.L., Behling, H., Angulo, R., 2005. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetl. Ecol. Manag.* 13, 433–443.
- Cohen, M.C.L., Behling, H., Lara, R.J., Smith, C.B., Matos, H.R.S., Vedel, V., 2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Veg. Hist. Archaeobotany* 10–20.
- Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., Behling, H., Rossetti, D.F., França, M.C., Guimarães, J.T.F., Friaes, Y.S., Smith, C.B., 2012. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quat. Sci. Rev.* 55, 50–58.
- Cohen, M.L., Alves, I.C.C., França, M.C., Pessenda, L.C.R., Rossetti, D.F., 2015. Relative Sea-level and climatic changes in the Amazon littoral during the last 500 years. *Catena* 133, 441–451.
- Cohen, M.C.L., Figueiredo, B.L., Oliveira, N.N., Fontes, N.A., França, M.C., Pessenda, L.C.R., Souza, A.V., Macario, K., Giannini, P.C.F., Bendassolli, J.A., Lima, P., 2020. Impacts of Holocene and modern sea-level changes on estuarine mangroves from northeastern Brazil. *Estuar. Process Landform.* 45, 375–392.
- Colinvaux, P., De Oliveira, P.E., Patiño, J.E.M., 1999. *Amazon Pollen Manual and Atlas*. Harwood Acad. Publi, Dordrecht, p. 332.
- Color, Munsell, 2009. *Munsell Soil Color Charts*, New, Revised edition. Mabeth Division of Kollmorgen Instruments, New Windsor, NY.
- de Toniolo, T.F., Giannini, P.C.F., Angulo, R.J., de Souza, M.C., Pessenda, L.C.R., Spoto-Oliveira, P., 2020. Sea-level fall and coastal water cooling during the late Holocene in Southeastern Brazil based on vermetid bioconstructions. *Mar. Geol.* 106281.
- Deines, P., 1980. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: Fritz, P., Fontes, J.Ch. (Eds.), *Handbook of Env. Isto. Geoche.*, 1. The Terrestrial Environment. Elsevier, pp. 329–406.
- Dominguez, J.M.L., 2009. The coastal zone of Brazil. In: Dillenburg, S.R., Hesp, P.A. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer Verlag, Berlin, pp. 17–51.
- Dominguez, J.M., Bittencourt, A.C.S.P., Martín, L., 1981. Esquema evolutivo da sedimentação Quaternária nas feições deltaicas dos Rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *São Paulo. Rev. Brasil. Geociên.* 11 (4), 227–237.
- Dominguez, J.L., Bittencourt, A.C.D.S.P., Martín, L., 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sediment. Geol.* 80 (3–4), 213–232.
- Faegri, K., Inversen, J., 1989. *Textbook of Pollen Analysis*. John Wiley, New York, p. 486.
- Fellerhoff, C., Voss, M., Wantzen, K.M., 2003. Stable carbon and nitrogen isotope signatures of decomposing tropical macrophytes. *Aquat. Ecol.* 37, 361–375.
- Fernandes, G.W., Goulart, F.F., Ranieri, B.D., Coelho, M.S., Dales, K., Boesche, N., Bustamante, M., Carvalho, F.A., Carvalho, D.C., Dirzo, R., 2016. Deep into the mud: Ecological and socio-economic impacts of the dam breach in Mariana, Brazil. *Nat. Conservação* 14 (2), 35–45.
- Fontes, N.A., Moraes, C.A., Cohen, M.C.L., Alves, I.C.C., França, M.C., Pessenda, L.C.R., Francisquini, M., Bendassolli, J.A., Macario, K., Mayle, F., 2017. The Impacts of the Middle Holocene High Sea-Level stand and Climatic changes on Mangroves of the Jucuruçu River, Southern Bahia - Northeastern Brazil. *Radiocarb.* 59, 215–230.
- França, M.C., Francisquini, M.I., Marcelo, C.L.C., Pessenda, L.C.R., Rossetti, D.F., Guimarães, J.T.F., Smith, C.B., 2012. The last mangroves in Marajó Island - Eastern Amazon: climate and/or relative sea-level changes impacts. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 187, 50–68.
- França, M.C., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., Rossetti, D.F., Lorente, F.L., Buso, A., Guimarães, J.T.F., Friaes, Y., 2013. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. *Catena (Cremlingen)* 110, 59–69.
- França, M.C., Francisquini, M.I., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., 2014. Inter-proxy evidence for the development of the Amazonian mangroves during the Holocene. *Veg. Hist. Archaeobotany* 23, 527–542.
- França, M.C., Alves, I.C.C., Castro, D.F., Cohen, M.C.L., Rossetti, D.F., Pessenda, L.C.R., Lorente, F.L., Fontes, N.A., Buso Jr., A.A., Giannini, P.C.F., da Francisquini, M.I., 2015. Multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, Southeastern Brazil, due to climatic and sea-level changes during the late Holocene. *Catena* 155–166.
- França, M.C., Alves, I.C.C., Cohen, M.C.L., Rossetti, D.F., Pessenda, L.C.R., Giannini, P.C.F., Lorente, F.L., Buso Jr., A.A., Bendassolli, J.A., 2016. Millennial to secular time-scale impacts of climate and sea-level changes on mangroves from the Doce River Delta, Southeastern Brazil. *Holocene* 26, 1733–1749.
- French, J.R., Stoddart, D.R., 1992. Hydrodynamics of salt marsh creek systems: Implications for marsh morphological development and material exchange. *Earth Surf. Proc. Landform.* 17 (3), 235–252.
- Furukawa, K., Wolanski, E., 1996. Sedimentation in mangrove forests. *Mangrove Salt Marshes* 1 (1), 3–10.
- Gil-Torres, W., Ulloa-Delgado, G., 2001. Caracterización, Diagnóstico de los Manglares del Departamento de Córdoba Corporación Autónoma Regional de los Valles del Sinú y el San Jorge Montería, p. 195.

- Grimm, E.C., 1987. CONISS: a Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Comput. Geosci.* 13, 13–35.
- Grimm, E.C., 1990. TILIA and TILIAGRAPH: PC spreadsheet and graphic software for pollen data. In: INQUA Subcommittee on Data-Handling Methods. Newsletter, 4, pp. 5–7.
- Gu, X., Feng, H., Tang, T., Tam, N.F.Y., Pan, H., Zhu, Q., Dong, Y., Fazioglu, F., Chen, L., 2019. Predicting the invasive potential of a non-native mangrove reforested plant (*Laguncularia racemosa*) in China. *Ecol. Eng.* 139, 105591.
- Guimarães, J.T.F., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., França, M.C., Smith, C.B., Nogueira, A.C.R., 2012. Mid- and Late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. *Holocene* 22, 359–370.
- Harper, C.W., 1984. Improved methods of facies sequence analysis. In: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Models*, 2nd ed. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, pp. 11–13.
- Hogarth, P.J., 2007. *The Biology of Mangroves*. Oxford University Press, New York (228p).
- Hoguin, R., Restifo, F., 2012. Middle Holocene archaeology: dynamics of environmental and socio-cultural change in South America. *Quat. Int.* 256, 1–87.
- Hutchings, P., Saenger, P., 1987. *The Ecology of Mangroves*. University of Queensland Press, Queensland.
- Job, T., Penny, D., Morgan, B., Hua, Q., Gadd, P., Zawadzki, A., 2021. Multi-stage Holocene evolution of the River Murray Estuary, South Australia. *Holocene* 31 (1), 50–65.
- Kathiresan, K., Thangam, T.S., 1990. A note on the effects of salinity and pH on growth of *Rhizophora* seedlings. *Indian Forester* 116 (3), 243–244.
- Kirwan, M.L., Murray, A.B., 2007. A coupled geomorphic and ecological model of tidal marsh evolution. *PNAS* 104 (15), 6118–6122.
- Krauss, K.W., McKee, K.L., Lovelock, C.E., Cahoon, D.R., Saintilan, N., Reef, R., Chen, L., 2013. How mangrove forests adjust to rising sea level. *New Phytol.* 202, 19–34.
- Lamb, A.L., Wilson, G.P., Leng, M.J., 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea level reconstructions using $\delta^{13}C$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Sci. Rev.* 75 (1), 29–57.
- Lara, R.J., Cohen, M.C.L., 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. *Clim. Chang.* 94, 399–408.
- Lorente, F.L., Pessenda, L.C.R., Oboh-Ikuenobe, F., Buso Junior, A.A., Cohen, M.C.L., Meyer, K.E.B., Giannini, P.C.F., Oliveira, P.E., Rossetti, D.F., Borotti Filho, M., França, M.C., Castro, D.F., Bendassolli, J.A., Macario, K., 2014. Palynofacies and stable C and N isotopes of Holocene sediments from Lake Macuco (Linhares, Espírito Santo, southeastern Brazil): Depositional settings and palaeoenvironmental evolution. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 415, 69–82.
- Markgraf, V., D'Antoni, H.L., 1978. *Pollen Flora of Argentina*. University of Arizona Press, Tucson, AZ.
- Martin, L., Suguio, K., 1992. Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach-ridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 99, 119–140.
- Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P., Vilas Boas, G.S., Flexor, J.M., 1980. Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia - 1:250.000: Texto Explicativo. Secretaria das Minas e Energia/coordenação da produção mineral, Salvador.
- Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., 1996. Quaternary Sea-level history and variation in dynamics along the Central Brazil Coast: consequences on coastal plain construction. *An. Acad. Bras. Cienc.* 68, 303–354.
- Martin, L., Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., 1998. Climatic control of coastal erosion during a sea-level fall episode. *Ann. Acad. Bras. Ci.* 70, 249–266.
- Martin, L., Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., 2003. Fluctuating Holocene sea-levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and geometric indicators. *J. Coastal Res. Royal Palm Beach* 19, 101–124.
- Masselink, G., Gehrels, R., 2015. *Coastal Environments & Global Change*. Copyright © 2014. John Wiley & Sons, Ltd.
- McKee, K.L., Cahoon, D.R., Feller, I.C., 2007. Caribbean mangroves adjust to rising sea level through biotic controls on change in soil elevation. *Glob. Ecol. Biogeogr.* 16 (5), 545–556.
- Meyers, P.A., 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Org. Geochem.* 34, 261–289.
- Miall, A.D., 1978. Facies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canad. Soc. of Petrol. Geol., Calgary, pp. 597–604.
- Milne, G.A., Bassett, E., 2005. Modeling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quat. Sci. Rev.* 24 (10–11), 1183–1202.
- Monacci, N.M., Meier-Gruenhagen, U., Finney, B.P., Behling, H., Wooller, M.J., 2009. Mangrove ecosystem changes during the Holocene at Spanish Lookout Cay, Belize. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 280, 37–46.
- Naidoo, G., Hiralal, O., Naidoo, Y., 2011. Hypersalinity effects on leaf ultrastructure and physiology in the mangrove *Avicennia marina*. *Flora-Morphol. Distrib. Funct. Ecol. Plants* 206 (9), 814–820.
- Peixoto, A.L., Gentry, A., 1990. Diversidade e composição florística da mata de tabuleiro na Reserva Florestal de Linhares (Espírito Santo, Brasil). *Rev. Bras. Bot.* 13, 19–25.
- Pessenda, L.C.R., de Ribeiro, A.S., Gouveia, S.E.M., Aravena, R., Boulet, R., Bendassolli, J.A., 2004. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas regions, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quat. Res.* 62, 183–193.
- Pessenda, L.C.R., Gouveia, S.E.M., Ledru, M., Aravena, R., Ricardi-Branco, F.S., Bendassolli, J.A., de Ribeiro Adauto, S., Saia, S.E.M.G., Sifeddine, A., de Menor, E.A., de Oliveira, S.M.B., Cordeiro, R.C., de Freitas, A.M.M., Boulet, R., Filizola, H.F., 2008. Interdisciplinary paleovegetation study in the Fernando de Noronha Island (Pernambuco State), northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (Impresso)* 80, 677–691.
- Pessenda, L.C.R., Vidotto, E., De Oliveira, P.E., Buso Jr., A.A., Cohen, M.C.L., de Rossetti, D.F., Ricardi-Branco, F., Bendassolli, J.A., 2012. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 363–364, 57–68.
- Peterson, B.J., Howarth, R.W., 1987. Sulfur, carbon, and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuary of Sapelo Island, Georgia. *Limnol. Oceanogr.* 32, 1195–1213.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk, Ramsey, C., 2013. Reimer, P. J. (Ed.) *IntCal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP*. *Radiocarbon* 55 (4), 1869–1887.
- Reineck, H.E., Singh, L.E., 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, Berlin, p. 551.
- Rossetti, D.F., Ricardi-Branco, F., Bendassolli, J.A., 2012. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 363, 57–68.
- Rossetti, D.F., Bezerra, F.H., Dominguez, J.M.L., 2013. Late Oligocene-Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth-Sci. Rev.* 123, 87–112.
- Roubik, D.W., Moreno, J.E., 1991. *Pollen and Spores of Barro Colorado*. Missouri Botanical Garden, St. Louis, p. 270.
- Salgado-Labouriau, M.L., 1973. Contribuição à Palinologia dos Cerrados. *Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro*, p. 273.
- Smith, C.B., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., França, M.C., Guimarães, J.T.F., de Rossetti, D.F., Lara, R.J., 2011. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 168, 21–30.
- Snedaker, S.C., 1982. Mangrove species zonation: Why? In: Sen, D.N., Rajpurohit, K.S. (Eds.), *Contributions to the Ecology of Halophytes: Tasks for Vegetation Science*, vol. 2. Springer, Netherlands, pp. 111–125.
- Sobrado, M.A., 2000. Relation of water transport to leaf gas exchange properties in three mangrove species. *Trees* 14, 258–262.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2018. *CALIB 7.1 [WWW program]*. <http://calib.org> (accessed 2019-5-27).
- Suárez, N., Medina, E., 2005. Salinity effect on plant growth and leaf demography of the mangrove, *Avicennia germinans* L. *Trees* 19, 721–727.
- Suguio, K., Martin, L., Flexor, J.M., 1980. Sea-level fluctuations during the past 6,000 years along the coast of the State of São Paulo, Brazil. In: Morner, N.A. (Ed.), *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. John Wiley and Sons, pp. 471–486.
- Suguio, K., Martin, L., Dominguez, J.M.L., 1982. Evolução da planície costeira de Rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. In: *Simpósio Do Quaternário Do Brasil*, 4., 1982, Rio de Janeiro. *Anais, Rio de Janeiro*, pp. 93–116.
- Sukigara, C., Saino, T., 2005. Temporal variations of $\delta^{13}C$ and $\delta^{15}N$ in organic particles collected by a sediment trap at timeseries station off the Tokyo Bay. *Cont. Shelf Res.* 25, 1749–1767.
- Thom, B.G., 1984. Coastal landforms and geomorphic processes. In: Snedaker, S.C., Snedaker, J.C. (Eds.), *The Mangrove Ecosystems: Research Methods*. UNESCO, Bungay, UK, pp. 3–17.
- Thomas, R.G., Smith, D.G., Wood, J.M., Visser, J., Calverley-Range, E.A., Koster, E.H., 1987. Inclined heterolithic stratification-terminology, description, interpretation and significance. *Sediment. Geol.* 53, 123–179.
- Tognella, M.M.P., da Cunha, S.R., Soares, M.L.G., Schaeffer-Novelli, Y., Lugli, D.O., 2006. Mangrove evaluation - an essay. *J. Coast. Res.* 39, 1219–1224.
- Tomlinson, P.B., 1986. *The Botany of Mangroves*. Cambridge University Press, USA, p. 413.
- USEPA, 1999. *Innovative Technology Verification Report: Sediment Sampling Technology, Aquatic Research Instruments Russian Peat Borer, EPA/600/R-01/010*. Office of Research and Development.
- Walker, R.G., James, N.P., 1992. Facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Ontario, Canada, Geological Association of Canada, pp. 1–14.
- Walker, M.J.C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L.C., Fisher, D.A., Long, A.J., Lowe, J.J., Newham, R.M., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *J. Quat. Sci.* 27, 649–659.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.* 30, 377–392.
- Wilson, G.P., Lamb, A.L., Leng, M.J., Gonzalez, S., Huddart, D., 2005. Variability of organic $\delta^{13}C$ and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstruction studies. *Coastal and Shelf Science*. London 64 (4), 685–698.
- Wolanski, E., Mazda, Y., King, B., Gay, S., 1990. Dynamics, flushing and trapping in Hinchinbrook channel, a giant mangrove swamp, Australia. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 31 (5), 555–579.
- Woodroffe, C.D., 1982. Geomorphology and development of Mangrove Swamps, Grand Cayman Island, West Indies. *Bull. Mar. Sci.* 32 (2), 381–398.
- Woodroffe, C., 1992. Mangrove sediments and geomorphology. In: Robertson, Alongi (Eds.), *Tropical Mangrove Ecosystems*. AGU, Washington, pp. 7–41.
- Woodroffe, C., 2002. *Coasts: Form, Process, and Evolution*. Cambridge University Press, New York.

**CAPÍTULO 5 PALYNOLOGY: A FORENSIC TRACE TOOL TO IDENTIFY A
TEMPORAL COASTAL VEGETATION CHANGES³**

³ *Manuscrito publicado (<https://doi.org/10.36524/ric.v9i3.2258>)*

PALYNOLOGY: A FORENSIC TRACE TOOL TO IDENTIFY A TEMPORAL COASTAL VEGETATION CHANGES

Fernando Augusto Borges da Silva¹, Nisya Robelly Cardoso Pantoja¹, Angela Esmeralda Cely Torres^{1,5}, Luke Ortiz-Whittingham², Ana Carolina de Lima Coutinho Gomes de Vasconcelos⁵, Nathanael Reis da Silva Nascimento⁵, Giseli Modolo Vieira Machado³, Pablo de Azevedo Rocha³, Emuobosa Akpo Orijemie⁴, Marlon Carlos França^{1,5,6}*

¹ Graduate Program of Geology and Geochemistry, Federal University of Pará, Campus Belém, 66075-110 Belém – PA, Brazil.

² Anthropology & Sociology, Amherst College, 01002 Amherst, Massachusetts, United States.

³ Graduate Program of Geography, Federal University of Espírito Santo, Campus Goiabeiras, 29060-900 Vitória – ES, Brazil.

⁴ Department of Archaeology and Anthropology, University of Ibadan, 29060-900 Nigeria.

⁵ Laboratory of Oceanography and Climate, Federal Institute of Espírito Santo, Campus Piúma, 29285-000 Piúma – ES, Brazil.

⁶ Department of Earth, Geographic and Climate Sciences, in the School of Earth and Sustainability Geosciences at the University of Massachusetts, Amherst, 01002 Amherst, Massachusetts, United States.

* Corresponding author
marlon.franca@ifes.edu.br

Article submitted in 31/07/2023, accepted in 07/10/2023 and published in 07/10/2023.

ORCID – Nisya Robelly Cardoso Pantoja: <https://orcid.org/0000-0003-3830-3448>
 ORCID – Angela Esmeralda Cely Torres: <https://orcid.org/0000-0002-1431-4153>
 ORCID – Luke Ortiz-Whittingham: <https://orcid.org/0009-0000-5865-2632>
 ORCID – Nathanael Reis da Silva Nascimento: <https://orcid.org/0000-0002-9274-6269>
 ORCID – Emuobosa Akpo Orijemie: <https://orcid.org/0000-0001-9016-708X>
 ORCID – Marlon Carlos França: <https://orcid.org/0000-0002-3784-7702>

Abstract: The purpose of this paper was to identify the temporal vegetation changes at the mouth of the Jucu River (ES), southeastern Brazil using palynology as a forensic trace tool. Thus, a sedimentary core was collected with a depth of 190 cm, and was used to perform pollen, sedimentary and C-14 dating analyses. The results showed the formation of four zones to describe the vegetation evolution and the environmental changes, according to cluster analysis of pollen taxa. The first zone started more than two thousand years before present (BP), with sandy sediments, which is indicative of high energy flow. The analysis of the palynological profile indicated the presence of herbaceous vegetation. For the second and third zones, there were a predominance of silt-sandy sediment, with the installation of the mangrove since at least ± 2212 cal years BP. Finally, the fourth zone considers the period of half-century until the present, marked by the presence of silt-clay sediment and the predominance of herbaceous vegetation. Therefore, those results demonstrate a high application of the pollen analysis to describe the vegetation succession.

Keywords: Brazilian Coastal Region; Holocene; Mangrove; Pollen; Sedimentology.

1 INTRODUCTION

The coastal zone is largely controlled by complex interactions involving gradients of tidal oscillation, river discharge, littoral currents, sediment, and nutrient supply (SCHAEFFER-NOVELLI et al., 2000; DOMINGUEZ, 2006), and human influence.

Previous studies of pollen and sedimentary records along the Brazilian coast have presented valuable information about coastal vegetation history (GRINDROD et al., 2002; AMARAL et al., 2006; COHEN et al., 2009; SMITH et al., 2011; FRANÇA et al., 2012; GUIMARÃES et al., 2012; FRANÇA et al., 2013; SILVA et al., 2022).

The coastal zone would seem to be an excellent location for using pollen data in forensic applications, for instance. The vegetation within the region is highly diverse ranging from areas such as *restinga* and mangroves. The diversity, often characterized in most locations by unique combinations of pollen types, makes the use of forensic pollen a reliable technique that can often be used to associate individuals with a unique geographical region. Nevertheless, forensic pollen studies are currently one of the most highly underutilized techniques available (BRYAN and JONES, 2006).

In this context, palynological studies have been applied to deltas and estuaries which are great locations for understanding the coastal dynamics, where also a great range of human activities (DEPARTMENT FOR ENVIRONMENT FOOD AND RURAL AFFAIRS, 2011), including ports, fishing, recreation, tourism, and inhabitation.

The largest cities in the world are located in coastal areas, which highlights

the important relation that exists between these zones and humankind. In fact, around 60% of the world's population lives along the coast (UNITED NATIONS, 2016).

Among depositional environments, coastal systems can elucidate continental and marine influences that have occurred in the past, as well as human environmental impacts. Thus, assessing sedimentological records associated with vegetation pollen data can reveal environmental changes that have occurred (LAMB et al., 2006), and help us better understand these environments' (MCCARTHY et al., 2012; WARTENBERG and FREUND, 2012; MILLER et al., 2013; SOBRINHO et al., 2014).

Therefore, the purpose of this work is present a millennial pollen record to study the environmental history in a southern part of Espírito Santo State. We focus on vegetation development to describe the environmental evolution.

2 BACKGROUND OF STUDY AREA

The study area is located at the mouth of the Jucu River that flows over Quaternary fluvio-marine and Quaternary paludal deposit into the coastal plain of the southeastern Brazilian littoral (Figure 1), State of Espírito Santo. The coastal plain of the Jucu River has a maximum width of about 7 km and a length of about 5 km. This region is characterized by stretches with rocky embayments, forming a very indented coastline (KLEIN and SHORT, 2016), where small Quaternary coastal plains and small rivers are present (SUGUIO, MARTIN and DOMINGUEZ, 1982; MAHIQUES and SOUZA, 1999). This coastal region is influenced by the

Atlantic Ocean with semidiurnal micro-tides (tidal range < 2 m), and water salinity between 9 and 34‰. The Jucu River has a maximum and minimum outflow of 42 and 15 m³ s⁻¹ (DEINA, BASTOS and QUARESMA et al., 2011).



Figure 1: Study site - a) Brazil; b) Tidal creek, mangrove vegetation, and core location; c) Sampling and Peat Sampler; d)

sediment core; e) State of Espírito Santo and core location (Vila Velha).

VEGETATION

The coastal plain is characterized by forest pioneering freshwater species such as *Hypolytrum* sp., *Panicum* sp., and also brackish/marine water species such as *Polygala cyparissias*, *Remirea maritima*, *Typha* sp., *Cyperus* sp., *Montrichardia* sp., *Tapirira guianensis* and *Symphonia globulifera* (SILVA et al., 2022). Tropical rainforest-type vegetation is also present in this region, where the most representative plant families are Annonaceae, Fabaceae, Myrtaceae, Sapotaceae, Bignoniaceae, Lauraceae, Hippocrateaceae, Euphorbiaceae, and Apocynaceae (PEIXOTO and GENTRY, 1990). The mangrove ecosystem is characterized by *Rhizophora* sp., *Laguncularia* sp. and *Avicennia* sp., which are currently restricted to the mouth of the Jucu River.

3 MATERIALS AND METHODS

For this study one sediment core, 190 cm depth, was analyzed from the area occupied by a mangrove and herbaceous vegetation. The core was X-rayed in order to identify sedimentary structures, and also provided radiocarbon dating (three samples), sedimentary, and pollen analysis (20 samples). Palynological samples of 1.0 cm³ were taken at 10 cm intervals along the studied core.

RADIOCARBON DATING

Bulk samples of organic matter were checked and physically cleaned under the stereo-microscope, removing shell fragments, roots, and seeds. Samples were selected based on stratigraphic discontinuities that suggest changes in the tidal inundation regime. The residual material for each sample was then extracted with 2% HCl at 60°C for 4 hours, washed with distilled water until neutral

pH was reached, and dried at 50°C (PESSENDA et al., 2010, 2012). The organic matter from the sediment was analyzed by Accelerator Mass Spectrometry (AMS) at the Center for Applied Isotope Studies (CAIS), University of Georgia (UGA), USA. Radiocarbon ages are reported in years before AD 1950 (years BP) normalized to $\delta^{13}\text{C}$ of -25‰ VPDB and in cal years BP, 2σ (REIMER et al., 2013).

SEDIMENTS

The sediment grain size distributions were determined following the methods of Wentworth (1922), for sand (2-0.0625 mm), silt (62.5-3.9 μm), and clay fractions (3.9-0.12 μm). Facies analysis included descriptions of color (MUNSELLCOLOR, 2009), lithology, texture, and structure (HARPER 1984; WALKER, 1992). The sedimentary facies were codified according to Miall (1978).

PALYNOLOGICAL ANALYSIS

All samples were prepared using standard analytical techniques for pollen including acetolysis (FAEGRI and IVERSEN, 1989). Sample residues were placed in Eppendorf microtubes and kept in a glycerol gelatin medium. Morphological descriptions (ROUBIK and MORENO, 1991; BEHLING, 1993; HERRERA and URREGO, 1996; COLINVAUX, OLIVEIRA and PATIÑO, 1999) were consulted for identification of pollen grains and spores. Software packages TILIA and TILIAGRAPH were used to calculate and plot pollen diagrams (GRIMM, 1990). CONISS was used for cluster analysis of pollen taxa, permitting the zonation of the pollen diagram (GRIMM, 1987).

4 PALEOENVIRONMENTAL HISTORY

The results consist of radiocarbon data, pollen diagrams and sedimentary features since at least ± 2210 cal years BP from a current estuary area of the Jucu River mouth, southeastern Brazil. Basically, the sediment core presents light brown muddy and sandy silt. This deposit presents massive, cross-laminated, parallel laminated, and heterolithic bedded.

Radiocarbon dates ranged from at least 2210 cal years BP to 460 cal years BP and revealed the following sedimentation rates: 0.42 mm/year (165-163 cm), 44 mm/year (92-90), and 0.23 mm/year (12-10), according to Figure 2. This core presents an alternation for the sedimentation rates. Although the rates are non-linear between the dated points, they are within the vertical accretion range of mangrove forests from southeastern Brazil (FRANÇA et al., 2016; SILVA et al., 2022). The results showed the formation of four zones to describe the vegetation evolution and the environmental changes, according to cluster analysis of pollen taxa.

ZONE I

This deposit consists of sandy sediments with massive sand (Sm), coarse sand, and cross-laminated fine-grained sand (facies Sc) until at least around 2210 cal years BP (Figure 2). This deposit corresponds to the bottom section of the core. The pollen assemblage of this zone is characterized by the predominance of herbaceous pollen (34-72%), mainly represented by Cyperaceae (24-30%), Poaceae (10-20%), Asteraceae ($\pm 10\%$), and Cannabaceae ($\pm 10\%$). Pollen of trees and shrubs are also registered ($\pm 48\%$), represented by Euphorbiaceae ($\pm 24\%$), Fabaceae ($\pm 19\%$), Myrtaceae ($\pm 10\%$), and Rubiaceae ($\pm 5\%$). Palm pollen was also counted, represented by Arecaceae (9-20%). Samples from this zone contain

marine microfossils, such as foraminifera ($\pm 15\%$).

ZONE II

This deposit consists basically of sand and silt sediments, coarse sand (facies Sm), and a low concentration of clay, between around 2210 and 480 cal years BP (Figure 2). The pollen assemblage of this zone is mainly characterized by mangroves beginning with the presence of *Laguncularia* (9%), *Rhizophora* (2%), and *Avicennia* (2%). The herbaceous pollen (45-70%) is mainly characterized by Poaceae (18-37%), Cyperaceae (9-25%), Asteraceae ($\pm 10\%$), Moraceae ($\pm 5\%$), Alismataceae ($\pm 8\%$), Malvaceae ($\pm 8\%$), Polygonaceae ($\pm 8\%$), Eriocaulaceae ($\pm 4\%$), Cannabaceae ($\pm 4\%$), Amaranthaceae ($\pm 2\%$), Convolvulaceae ($\pm 2\%$), and Marcgraviaceae ($\pm 2\%$). The most common shrub taxa are (20-27%): Euphorbiaceae ($\pm 12\%$), Rubiaceae ($\pm 11\%$), Fabaceae (4-10%), Cactaceae ($\pm 9\%$), Aquifoliaceae ($\pm 4\%$), Myristicaceae ($\pm 4\%$), Araliaceae ($\pm 2\%$), Loranthaceae ($\pm 2\%$), and Myrsinaceae ($\pm 2\%$). Some palms were counted in this zone (7-23%), as well as trees (6-19%), represented by Combretaceae (2-8%), Myrtaceae (2-7%), Apocynaceae ($\pm 7\%$), Ulmaceae ($\pm 4\%$), and Bignoniaceae ($\pm 4\%$). Ferns also were counted ($\pm 65\%$), such as Pteridaceae (8-64%) and Polypodiaceae (8-52%), as well as fungi ($\pm 36\%$) and foraminifera ($\pm 10\%$).

ZONE III

This zone occurs between around 480 and 470 cal years BP, between 115 and 45 cm in depth (Figure 2). It mainly consists of silt-sandy sediments.

A mangrove occurs in this zone (3-7%), mainly represented by *Laguncularia* (6%), and *Rhizophora* (1%), respectively (Figure 2). The pollen assemblage of this zone is characterized by the predominance

of herbaceous pollen (46-55%), mainly represented by Poaceae (12-37%), Cyperaceae (4-17%), Moraceae ($\pm 10\%$), Alismataceae ($\pm 8\%$), Malvaceae ($\pm 8\%$), Asteraceae ($\pm 7\%$), Curcubitaceae ($\pm 4\%$), Solanaceae ($\pm 4\%$), and Amaranthaceae ($\pm 2\%$). Pollen of shrubs are also registered (10-42%), represented by Fabaceae (5-15%), Euphorbiaceae (3-8%), Rubiaceae ($\pm 8\%$), Smilacaceae ($\pm 5\%$), Capparaceae ($\pm 4\%$), Connaraceae ($\pm 4\%$), Loranthaceae ($\pm 4\%$), Anacardiaceae ($\pm 2\%$), Meliaceae ($\pm 2\%$), Anacardiaceae ($\pm 2\%$), Aquifoliaceae ($\pm 1\%$), Araliaceae ($\pm 1\%$), Cactaceae ($\pm 1\%$), and Symplocaceae ($\pm 1\%$). Palms pollen also counted, basically represented by Arecaceae (8-30%). Trees (3-18%) were represented by Combretaceae ($\pm 5\%$), Myrtaceae ($\pm 5\%$), Bignoniaceae ($\pm 5\%$), Annonaceae ($\pm 4\%$), Asparagaceae ($\pm 4\%$), Apocynaceae ($\pm 3\%$), Ulmaceae ($\pm 3\%$), Bombacaceae ($\pm 2\%$), and Violaceae ($\pm 1\%$).

ZONE IV

This deposit consists of silt-clay sediments since at least around 460 cal years BP (Figure 2). The bottom of this zone was marked by silt, clay, and sand sediments. The pollen assemblage is characterized by mangrove pollen presence as well around 2-7%, mainly represented by *Laguncularia* (2-8%) and *Rhizophora* ($\pm 2\%$). The herbaceous pollen (42-53%) was mainly represented by Poaceae (20-27%), Cannabaceae (2-18%), Asteraceae ($\pm 10\%$), Moraceae (5-9%), Amaranthaceae ($\pm 6\%$), and Cyperaceae ($\pm 4\%$). Pollen of shrubs (14-34%), and trees (20-36%) are also registered, represented by Fabaceae (3-10%), Anacardiaceae ($\pm 9\%$), Euphorbiaceae (3-8%), Rubiaceae ($\pm 2\%$), Apocynaceae (5-15%), Ericaceae (9-12%), Combretaceae ($\pm 11\%$), Myrtaceae (5-7%), and Ilex ($\pm 2\%$); furthermore, Arecaceae is found around 15%. Samples from this zone contain marine microfossils such as foraminifera ($\pm 2\%$), as well as fungi ($\pm 33\%$) and ferns ($\pm 30\%$).



Figure 2: Pollen diagram.

COASTAL VEGETATION DYNAMICS

Climate change and Atlantic sea-level oscillation have produced an impact on sedimentary dynamics and displacements of coastal ecosystems along the Brazilian littoral during the Holocene, especially along the coastal zone of Espírito Santo State (BUSO JUNIOR et al., 2013; FRANÇA et al., 2013, 2016; COHEN et al., 2014; ROSSETTI et al., 2015; BOZI et al., 2021; SILVA et al., 2022).

Regarding the mangrove ecosystems and vegetations, they occur broadly on the coast (SCHAEFFER-NOVELLI et al., 2000), especially on Tropical and Subtropical coastal zones, and they have reacted clearly to climate change and sea-level fluctuations, as they respond to environmental factors such as water salinity, nutrients and input of sediment and freshwater (KRAUSS et al., 2008; STEVENS, FOX and MONTAGUE, 2006; STUART et al., 2007). The evolutionary development of these ecosystems is controlled by land-ocean interaction, and their expansion is determined by topography, and sediments geochemistry (ALONGI, 2002), as well as current energy conditions (WOODROFFE, 1982). This ecosystem is highly adaptive, with plants tolerant of extreme environmental conditions such as high salinity, anoxia and constant water inundation (VANNUCCI, 2001). This adaptability has allowed mangroves to withstand environmental change throughout the Holocene (MONACCI et al., 2009), and become a marker of great importance for scientific analysis of coastal change (BLASCO, SAENGER and JANODET, 1996).

The mangroves in the northern Espírito Santo State littoral were present along the current coastline since the late Holocene, since at least ± 2700 years BP (SILVA et al., 2022). On the other hand, considering the central littoral, the mangroves began at least ± 2212 cal years BP, according to our data, close to the

mouth of Jucu River. On the southern littoral, close to Guarapari, the mangroves were registered between 6300 and 2700 cal years BP, and close to the mouth of Benevente River the first mangroves were registered around ± 515 cal years BP (BOZI et al., 2021).

5 CONCLUSIONS

Palynological, sedimentary, and C-14 dating data obtained from a sedimentary core collected at the mouth of the Jucu River, State of Espírito Santo, southeastern Brazil (ES), were used to identify millennial vegetation changes. Since at least around 2210 until 460 cal years BP the presence of sandy-silt sediment was predominant. During this period, the first pollen of mangrove vegetation appeared, which was initially colonized by *Laguncularia* and has occurred continuously until the present. Later there was the installation of *Rhizophora* and *Avicennia*, occurring in a non-expressive way. After ± 460 cal years BP to the present there was a predominance of herbaceous vegetation and the number of spores decreased. During this period, *Laguncularia* and *Rhizophora* pollen grains occurred almost continuously, which can be explained by the predominance of silt-clay sediment. Therefore, the palynological results demonstrated a high precision such as a forensic trace tool for a coastal vegetation change, considering natural evolution and/or caused by human actions.

ACKNOWLEDGMENTS

We would like to thank the members of the Laboratory of Coastal Dynamics LADIC-UFPA), Federal University of Pará (UFPA), Federal University of Espírito Santo (UFES), Federal Institute of Espírito Santo (Ifes, Campus Piúma), the students from the Laboratory of Chemical-Oceanography (UFPA), and the undergraduate students in Geography and

Oceanography (UFES) for their support. This study was financed by Foundation for the Support of Research in Espírito Santo (FAPES 0667/2015, 093/2020, 03/2021, 441/2021, 282/2021, 417/2022, and 1034/2022), and in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001. M. França would like to thank CNPq for research scholarship (309618/2020-7).

REFERENCES

- ALONGI, Daniel M. Present state and future of the world's mangrove forests. **Environmental Conservation**, v. 29, p. 331-349, 2002.
DOI:<https://doi.org/10.1017/S0376892902000231>
- BEHLING, H. (1993). Untersuchungen zur spätpleistozänen und holozänen Vegetations- und Klimageschichte der tropischen Küstenwälder und der Araukarienwälder in Santa Catarina (Südbrasilien).
- BLASCO, F., SAENGER, P., JANODET, E. Mangrove as indicators of coastal change. **CATENA**, v. 27, p. 167-178, 1996.
DOI:[https://doi.org/10.1016/0341-8162\(96\)00013-6](https://doi.org/10.1016/0341-8162(96)00013-6)
- BOZI, B.S. et al. Impacts of sea-level changes on mangroves from southeastern Brazil during the Holocene and Anthropocene using a multi-proxy approach. **Geomorphology**, v. 390, 107860, 2021.
DOI:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107860>
- BUSO JUNIOR, Antonio Alvaro et al. From an estuary to a freshwater lake: a paleo-estuary evolution in the context of Holocene sea-level fluctuations,

- southeastern Brazil. **Radiocarbon**, v. 55(3), p. 1735-1746, 2013.
DOI:<https://doi.org/10.1017/S0033822200048657>
- CAMARGO, Mauricio Garcia de. Sysgran: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36(2), p. 371-378, 2006.
DOI: [10.25249/0375-7536.2006362371378](https://doi.org/10.25249/0375-7536.2006362371378)
- COHEN, Marcelo Cancela Lisboa et al. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. **Palaeogeograp. Palaeoclimatol. Palaeoecol.**, v. 415, p. 48-58, 2014.
DOI:<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.12.001>
- COLINVAUX, P. et al. Amazon Pollen Manual and Atlas. **Harwood Academic Publishers**, p. 332, 1999.
- DEINA, Miquelina Aparecida et al. (2011). Variação Morfológica do Cordão litorâneo Associado a Foz do Rio Jucu. **Geografares**, n. 9, 2011.
DOI:<https://doi.org/10.7147/GEO9.1317>
- EDWARDS, Kevin J. et al. Progress in Physical Geography: Earth and Environment. **SageJournals**, v. 14(4), p. 423-425, 1989.
DOI:<https://doi.org/10.1177/030913339001400311>
- FRANÇA, Marlon Carlos et al. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. **CATENA**, v. 110, p. 59-69, 2013.
DOI:<https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.06.011>
- FRANÇA, Marlon Carlos et al. Millennial to secular time-scale impacts of climate and sea-level changes on mangroves from the Doce River delta, Southeastern Brazil. **The Holocene**, v. 26(11), p. 1733-1749, 2016.
DOI:<https://doi.org/10.1177/0959683616645938>
- GRIMM, Erick C. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. **Computers Geoscience**, v. 13 p. 13-35, 1987.
DOI:[https://doi.org/10.1016/0098-3004\(87\)90022-7](https://doi.org/10.1016/0098-3004(87)90022-7)
- GRIMM, Bob. Foreword to the special section "Magellan arrives at Venus." **Geophysical Research Letters**, v. 17(9), p. 1335-1336, 1990.
DOI:<https://doi.org/10.1029/GL017i009p01335>
- HARPER, C. W. J. Improved methods of facies sequence analysis. **Geological Association of Canada**, v. 1(2), p. 11-13, 1984.
- HERRERA, L. F. et al. Atlas de polen de plantas úteis y cultivadas de la Amazonia colombiana. In Pollen atlas of useful and cultivated plants in the Colombian Amazon region. **Tropenbos Colombia, Bogotá**, v. 11, 1997.
- KLEIN, Antonio Henrique da F. et al. **Brazilian Beach Systems**, v.17, 2016.
DOI:<https://doi.org/10.1007/978-3-319-30394-9>
- KRAUSS, Ken W. et al. Environmental drivers in mangrove establishment and early development: A review. **Aquatic Botany**, v. 89(2), p. 105-127, 2008.
DOI:<https://doi.org/10.1016/j.aquabot.2007.12.014>
- MAHIQUES, Michel Michaelovitch de et al. Shallow seismic reflectors and upper Quaternary sea level changes in the Ubatuba region, São Paulo State, Southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 47(1), p. 01-10, 1999.

DOI:<https://doi.org/10.1590/S1413-77391999000100001>

MIALL, A. D et al. Facies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. **Canadian Society of Petroleum Geologist**, p. 597-604, 1978.

MONACCI, Natalie M. et al. Paleoecology of mangroves along the Sibun River, Belize. **Quaternary Research** v. 76(2), p. 220–228, 2017.

DOI:<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.06.001>

MUNSELL, Color Charts. Munsell Soil Color Charts. **Macbeth Division of Kollmorgen Instruments**, 2009.

PEIXOTO, A. et al. Diversidade e composição florística da mata de tabuleiro na Reserva Florestal de Linhares (Espírito Santo, Brasil). *Revista Brasileira de Botânica*, v. 13, p. 19–25, 1990.

PESSENDA, Luiz Carlos Ruiz et al. Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbon isotopes and charcoal records in soils. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 297(3–4), p. 597–608, 2010.

DOI:<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.09.008>

PESSENDA, Luiz Carlos Ruiz et al. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 363–364, p. 57–68, 2012.

DOI:<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.08.014>

REIMER, Paula J. et al. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. **Radiocarbon**, v. 55(4), p. 1869–1887, 2013.

DOI:https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947

ROSSETTI, Dilce de Fátima et al. Late Pleistocene-Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of wave-influenced deltas. **Mar. Geol.**, v. 367, p. 171-190, 2015.

DOI:<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.05.012>

ROUBIK, David W. et al. Pollen and spores of Barro Colorado Island [Panama]. **Missouri Botanical Garden**, v. 36, 1991.

SCHAEFFER-NOVELLI, Y. et al. Brazilian mangroves. **Aquatic Ecosystem Health and Management**, v.3, p. 561–570, 2000.

DOI:<https://doi.org/10.1080/1463498008650693>

SILVA, Fernando A. Borges da et al. Late Holocene mangrove dynamics of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of mangrove resilience to sea-level changes and channel dynamics. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 600, 2022.

DOI:<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111055>

STEVENS, Philip W. et al. The interplay between mangroves and saltmarshes at the transition between temperate and subtropical climate in Florida. **Wetlands Ecology Management**, v. 14, p. 435–444, 2006.

DOI:<https://link.springer.com/article/10.1007/s11273-006-0006-3>

STUART, S.A. et al., Choat, B., Martin, K.C., Holbrook, N.M., Ball, M.C. (2007). The role of freezing in setting the latitudinal limits of mangrove forests. **New Phytologist**, v. 173, p. 576–583, 2007.

DOI:<https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2006.01938.x>

SUGUIO, Kenetiro et al. Evolução da Planície Costeira do Rio Doce (ES) Durante o Quaternário: Influência das Flutuações do Nível do Mar. **Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo**, 1982.

VANNUCCI, M. What is so special about mangroves? **Brazilian Journal of Biology**, v.61(4), p. 599–603.
DOI:<https://doi.org/10.1590/S1519-69842001000400008>

WALKER, R. G. et al. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. **Geological Association of Canada**, p. 1-14, 1992.

WENTWORTH, C. K. A. Scale of grade and class terms for clastic sediments Society. **Journal of Geology**, v. 30, p. 377-392, 1922.
Site:<https://www.planetary.org/space-images/wentworth-1922-grain-size>.

WOODROFFE, Colin D. Geomorphology and Development of Mangrove Swamps, Grand Cayman Island, West Indies. **Bulletin Marine Science**, v. 32(2), p. 381–398, 1982.

CAPÍTULO 6 A REGIONAL VEGETATION AND SEDIMENTARY CHANGES ON THE WESTERN SOUTH ATLANTIC MARGIN, SOUTHEASTERN BRAZILIAN COASTAL REGION⁴

ABSTRACT

The purpose of this manuscript was to identify and correlate vegetational and sedimentary changes with sea level fluctuation events and climatic changes that have occurred over the last two thousand years at the mouth of the Jucu River (ES), southeastern Brazil. Thus, a sedimentary core was collected with a depth of 190 cm, and was used to perform pollen, sedimentary and C-14 dating analyses. The results showed the formation of four zones. The first zone started around 2212 cal years BP, with sandy sediments, which is indicative of high energy flow. The analysis of the palynological profile indicated the presence of herbaceous vegetation. In the second and third zones, which correspond to the period of ± 2210 to ± 460 cal years BP, there was a predominance of silt-sandy sediment, with the installation of the mangrove. The fourth zone considers the period of ± 460 cal years BP until the present, marked by the presence of silt-clay sediment and predominance of herbaceous vegetation. Furthermore, the presence of *Laguncularia* and *Rhizophora* remained almost continuous during the fourth zone.

Keywords: Climate Change, Brazilian Coastal Region, Holocene, Mangrove, Palynology, Pollen, Sea Level Change, Sedimentology.

⁴ *Manuscrito submetido para Regional Environmental Change Journal (<https://link.springer.com/journal/10113>)*

6.1 INTRODUCTION

Climate change and Atlantic sea-level oscillations have produced impacts on coastal ecosystems along the Western South Atlantic Margin during the late Holocene (Cohen *et al.* 2012, França *et al.* 2014, 2015, 2016, Fontes *et al.* 2017, Ribeiro *et al.* 2018; Lorente *et al.*, 2018; Cohen *et al.* 2020, Figueredo *et al.* 2021, Rodrigues *et al.* 2022). The coastal zone is largely controlled by complex interactions involving gradients of tidal oscillation, river discharge, littoral currents, sediment, and nutrient supply (Schaeffer-Novelli *et al.* 2000, Dominguez 2006); one of the ecosystems these interactions influence are mangroves.

Mangroves occur broadly on the Brazilian coast (Schaeffer-Novelli *et al.* 2000), and they have reacted clearly to climate change and sea-level fluctuations, as they respond to environmental factors such as water salinity, nutrients, and input of sediment and freshwater (Cohen *et al.* 2005, 2012, França *et al.* 2016). The evolutionary development of these forests is controlled by land-ocean interaction, and their expansion is determined by topography, sediment geochemistry (Alongi 2002), as well as current energy conditions (Woodroffe 1982). This ecosystem is highly adaptive, with plants tolerant of extreme environmental conditions such as high salinity, anoxia and constant water inundation (Vannucci, 2001). This adaptability has allowed mangroves to withstand environmental change throughout the Holocene (Monacci *et al.* 2009) and become a marker of great importance for scientific analysis of coastal change (Blasco *et al.* 1996).

Generally, mangroves are distributed parallel to the coast with some species dominating areas more exposed to the sea, and others occurring landward at higher elevations (Snedaker, 1982). This zonation is a response of mangrove species mainly to tidal inundation frequency, nutrient availability, and porewater salinity in the intertidal zone (Hutchings and Saenger, 1987). Along the Brazilian coast, mangroves are found from the extreme northern coast in the Oiapoque River (04°20'N) to Laguna (28°30'S) on the southern coast (Schaeffer-Novelli *et al.*, 2000). In northern Brazil the mangroves are extremely irregular, occurring throughout bays and estuaries (Souza-Filho *et al.*, 2006) with meso- and macrotidal ranges (tidal range of 2 to 4 m and 4 to 6 m, respectively). On the southeastern and southern coast, mangroves are restricted to microtidal (tidal range below 2 m) bays, lagoons, or estuarine inlets (Schaeffer-Novelli, 1990), which are strongly controlled by climate and oceanographic characteristics (Soares *et al.*, 2012).

The mangroves in the northern Brazilian littoral were present along the current

coastline since the early Holocene (Behling, 2001; Cohen *et al.*, 2005; 2012; Smith *et al.*, 2011; França *et al.*, 2012). In the southeastern coastal region this ecosystem expanded during the early-middle Holocene, according to sea-level fluctuations (Buso Junior *et al.*, 2013; França *et al.*, 2015).

Previous studies of pollen, biogeochemistry and sedimentary records along the Brazilian coast have demonstrated that multi-proxy analysis can provide important information about coastal vegetation history (Grindrod *et al.*, 2002; Amaral *et al.*, 2006; Cohen *et al.*, 2009; Smith *et al.*, 2011; França *et al.*, 2012; Guimarães *et al.*, 2012; França *et al.*, 2013).

Therefore, the purpose of this manuscript is to study the environmental history in a southern part of Espírito Santo State and discuss the processes that caused the establishment of the mangrove during the late Holocene. We focus on vegetation development close to boundaries between mangrove and coastal herbaceous vegetation, where changes in sensitive vegetation related to relative sea level (RSL) and tidal water salinities can be expected. This approach is based on the integration of multi-proxy analysis.

6.2 BACKGROUND OF STUDY AREA

The study area is located at the mouth of the Jucu River that flows over Quaternary fluvio-marine and Quaternary paludal deposit into the coastal plain of the southeastern Brazilian littoral (Figure 1), State of Espírito Santo. The coastal plain of the Jucu River has a maximum width of about 7 km and a length of about 5 km. This region is characterized by stretches with rocky embayments, forming a very indented coastline (Klein and Short, 2016), where small Quaternary coastal plains and small rivers are present (Suguio and Martin, 1978; Suguio *et al.*, 1980; Mahiques and Souza, 1999). This coastal region is influenced by the Atlantic Ocean with semidiurnal micro-tides (tidal range < 2 m), and water salinity between 9 and 34‰. The Jucu River has a maximum and minimum outflow of 42 and 15 m³ s⁻¹ (Deina *et al.*, 2011).

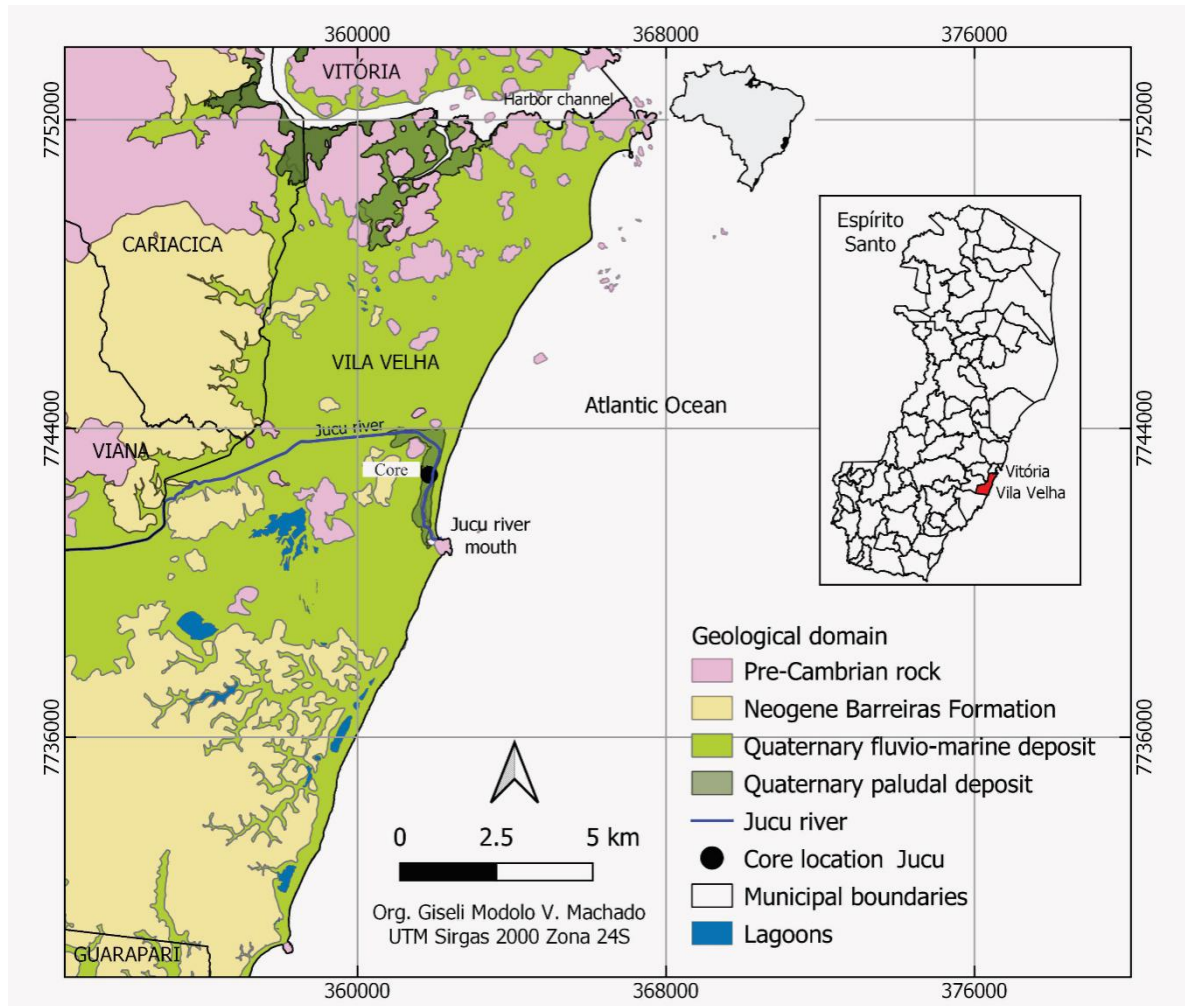


Figure 1- Study area.

6.2.1 Geology

The study area is composed of a Miocene-age plateau of Barreiras Formation continental deposits, whose surface is slightly sloping to the ocean. The site is characterized by the presence of many wide valleys with flat bottoms, resulting from Quaternary deposition of silty sediments (Martin *et al.*, 1996). The study area is part of a larger area of tectonically stable Precambrian crystalline rocks (granite/gneiss). Four geomorphological units are recognized in the area: (1) a mountainous province, made up of Precambrian rocks, with a multidirectional rectangular dendritic drainage net; (2) a tableland area composed of Barreiras Formation constituted by sandstones, conglomerates and mudstones attributed mainly to Neogene fluvial and alluvial fan deposits, but possibly including deposits originating from a coastal overlap associated with Neogene marine transgressions (Arai, 2006; Dominguez *et al.*,

2009); (3) a quaternary coastal plain area, with fluvial, transitional and shallow marine sediments, which were deposited during RSL changes (Martin *et al.*, 1987); and (4) an inner continental shelf area (Asmus *et al.* 1971). The Holocene sedimentary history in this sector is strongly controlled by RSL changes, fluvial supply and longshore transport (Suguio *et al.*, 1982; Martin *et al.*, 1996; Martin *et al.*, 2003).

6.2.2 Climate

Southeastern Brazil is characterized by a warm and humid tropical climate with annual precipitation averaging 1400 mm (Peixoto and Gentry, 1990). Precipitation generally occurs in the summer with a dry fall-winter season. The rainy season occurs between the months of October and March with a drier period between May and September. The average temperature ranges between 20° and 26°C (Carvalho *et al.*, 2004).

6.2.3 Vegetation

The coastal plain is characterized by forest pioneering freshwater species such as *Hypolytrum sp.*, *Panicum sp.*, and also brackish/marine water species such as *Polygala cyparissias*, *Remiria maritima*, *Typha sp.*, *Cyperus sp.*, *Montrichardia sp.*, *Tapirira guianensis* and *Symphonia globulifera* (Silva *et al.*, 2022). Tropical rainforest-type vegetation is also present in this region, where the most representative plant families are Annonaceae, Fabaceae, Myrtaceae, Sapotaceae, Bignoniaceae, Lauraceae, Hippocrateaceae, Euphorbiaceae, and Apocynaceae (Peixoto and Gentry, 1990). The mangrove ecosystem is characterized by *Rhizophora sp.*, *Laguncularia sp.* and *Avicennia sp.*, which are currently restricted to the mouth of the Jucu River.

6.3 MATERIALS AND METHODS

For this study thirty-eight samples were analyzed for pollen content, forty samples for granulometry, and three samples for C-14 dating from a sediment core collected from the area occupied by a mangrove ecosystem and herbaceous vegetation using a Russian sampler. The core was X-rayed to identify sedimentary structures.

6.3.1 Radiocarbon Dating

Samples were checked and physically cleaned under the stereo-microscope. The residual material for each sample was then extracted with 2% HCl at 60°C for 4 hours, washed with distilled water until neutral pH was reached, and dried at 50°C (Pessenda *et al.*, 2010, 2012). The organic matter from the sediment was analyzed by Accelerator Mass Spectrometry (AMS) at the Center for Applied Isotope Studies (CAIS), University of Georgia (UGA), USA. Radiocarbon ages are reported in years before AD 1950 (years BP) normalized to $\delta^{13}\text{C}$ of -25‰ VPDB and in cal years BP, 2σ (Reimer *et al.*, 2013).

6.3.2 Granulometry Analysis

The sediment grain size distributions were determined following the methods of Wentworth (1922), and the graphics were constructed using the SYSGRAN software (Camargo, 1999) for sand (2-0.0625 mm), silt (62.5-3.9 μm), and clay fractions (3.9-0.12 μm). Facies analysis included descriptions of color (MunsellColor, 2009), lithology, texture, and structure (Harper 1984; Walker, 1992). The sedimentary facies were codified according to Miall (1978).

6.3.3 Palynological Analysis

All samples were prepared using standard analytical techniques for pollen including acetolysis (Faegri and Iversen, 1989). Sample residues were placed in Eppendorf microtubes and kept in a glycerol gelatin medium. Morphological descriptions (Roubik and Moreno, 1991; Behling, 1993; Herrera and Urrego, 1996; Colinvaux *et al.*, 1999) were consulted for identification of pollen grains and spores. Software packages TILIA and TILIAGRAPH were used to calculate and plot pollen diagrams (Grimm, 1990).

6.4 RESULTS

The results for this work consist of radiocarbon data (Table 1), pollen diagrams (Figure 3), and sedimentary features (Figure 2), since at least 2210 cal years BP from a current estuary area of the Jucu River mouth, southeastern Brazil. Basically, the sediment core presents light brown muddy and sandy silt. This deposit presents massive, cross-laminated,

parallel laminated, and heterolithic bedded.

6.4.1 Radiocarbon dates and sedimentation rates

Radiocarbon dates for the core are shown in Table 1. The result of radiocarbon dating of the sedimentary core samples ranges from 2210 cal years BP to 460 cal years BP. The results revealed the following sedimentation rates: 0.42 mm/year (165-163 cm), 44 mm/year (92-90), and 0.23 mm/year (12-10). This core presents an alternation for the sedimentation rates. Although the rates are non-linear between the dated points, they are within the vertical accretion range of mangrove forests from southeastern Brazil (França *et al.*, 2016; Silva *et al.*, 2022).

Table 1 - Radiocarbon dating results for Jucu core according to Calib 7.1.

Laboratory number	Depth (cm)	C-14 (years BP, 1 σ)	Calibrated range (cal years BP, 2 σ)	Median of calibrated range (cal years BP)	Sedimentation rates (mm/years)
UGAMS#3990 7	12-10	375 \pm 24	427-502	460	0.23
UGAMS#3990 8	92-90	414 \pm 25	450-516	480	44.0
UGAMS#3990 9	165- 163	2248 \pm 30	2156-2268	2210	0.42

6.4.2 Lithofacies and palynomorphs association

The core presents light brown muddy and sandy silt with an upward increase in grain size until 62-60 cm depth (Figure 2). After 62-60 cm depth occurred a decrease of sandy silt until the surface. These deposits are massive, cross-laminated, parallel laminated, and heterolithic-bedded. The texture, description of sedimentary structures, and pollen results allowed the identification of four zones (Figure 3).

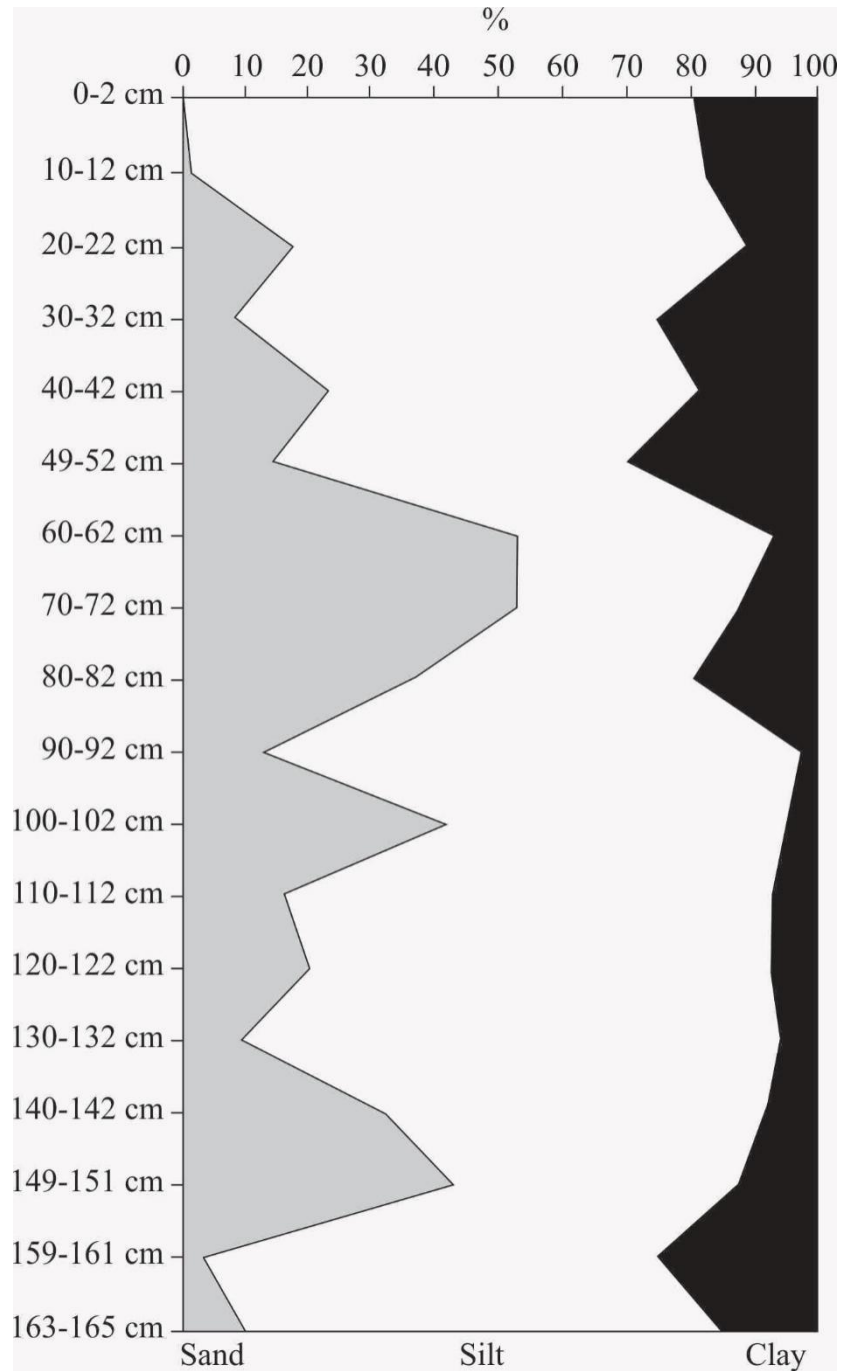


Figure 2 - Grain size.

6.4.2.1 Zone I (190-170 cm depth)

This deposit consists of sandy sediments with massive sand (Sm), coarse sand, and cross-laminated fine-grained sand (facies Sc) until at least around 2210 cal years BP (Figure 3). This deposit corresponds to the bottom section of the core. The pollen assemblage of this zone is characterized by the predominance of herbaceous pollen (34-72%), mainly represented

by Cyperaceae (24-30%), Poaceae (10-20%), Asteraceae ($\pm 10\%$), and Cannabaceae ($\pm 10\%$). Pollen of trees and shrubs are also registered ($\pm 48\%$), represented by Euphorbiaceae ($\pm 24\%$), Fabaceae ($\pm 19\%$), Myrtaceae ($\pm 10\%$), and Rubiaceae ($\pm 5\%$). Palm pollen was also counted, represented by Arecaceae (9-20%). Samples from this zone also contains marine microfossils such as Foraminifera (15%).

6.4.2.2 Zone II (165-120 cm depth)

This deposit consists basically of sand and silt sediments ($\pm 88\%$), coarse sand (facies Sm), and a low percentage of clay ($\pm 12\%$), between around 2210 and 480 cal years BP (Figure 3). The pollen assemblage of this zone is mainly characteristic of mangroves beginning with the presence of *Laguncularia* (9%), *Rhizophora* (2%), and *Avicennia* (2%). The herbaceous pollen (45-70%) is mainly characterized by Poaceae (18-37%), Cyperaceae (9-25%), Asteraceae ($\pm 10\%$), Moraceae ($\pm 5\%$), Alismataceae ($\pm 8\%$), Malvaceae ($\pm 8\%$), Polygonaceae ($\pm 8\%$), Eriocaulaceae ($\pm 4\%$), Cannabaceae ($\pm 4\%$), Amaranthaceae ($\pm 2\%$), Convolvulaceae ($\pm 2\%$), and Marcgraviaceae ($\pm 2\%$). The most common shrub taxa are (20-27%): Euphorbiaceae ($\pm 12\%$), Rubiaceae ($\pm 11\%$), Fabaceae (4-10%), Cactaceae ($\pm 9\%$), Aquifoliaceae ($\pm 4\%$), Myristicaceae ($\pm 4\%$), Araliaceae ($\pm 2\%$), Loranthaceae ($\pm 2\%$), and Myrsinaceae ($\pm 2\%$). Some palms were counted in this zone (7-23%), as well as trees (6-19%), represented by Combretaceae (2-8%), Myrtaceae (2-7%), Apocynaceae ($\pm 7\%$), Ulmaceae ($\pm 4\%$), and Bignoniaceae ($\pm 4\%$). Ferns also were counted ($\pm 65\%$), such as Pteridaceae (8-64%) and Polypodiaceae (8-52%), as well as fungi ($\pm 36\%$) and foraminifera ($\pm 10\%$).

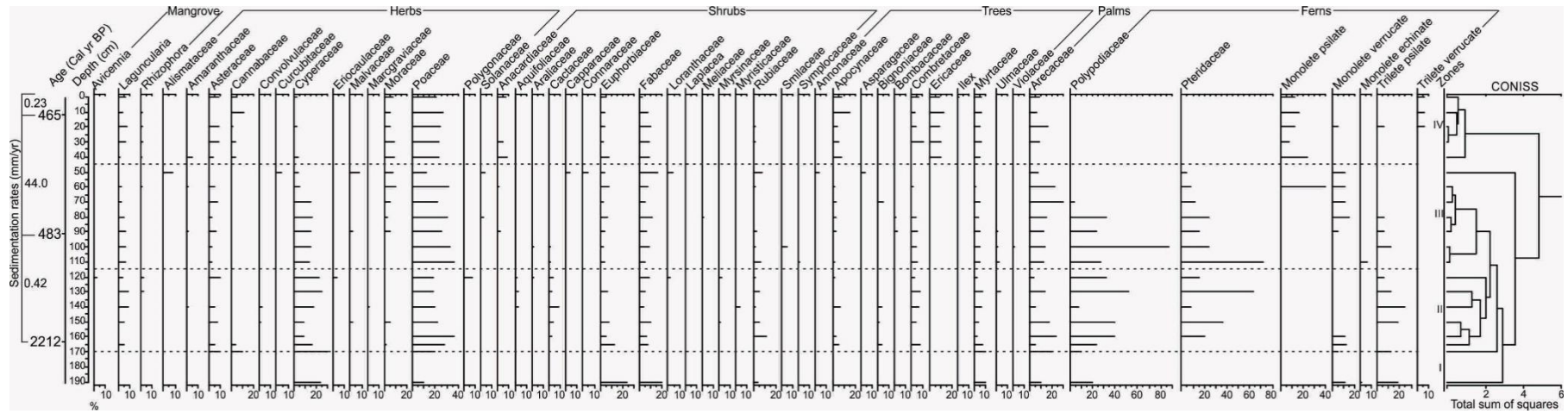


Figure 3 - Pollen diagram.

6.4.2.3 Zone III (115-45 cm depth)

This zone occurs between around 480 and 470 cal years BP, between 115 and 45 cm in depth (Figure 3). It mainly consists of silt-sandy sediments, with around 56% silt and approximately 32% sand. Clay sediments were much lower around 12%.

A mangrove occurs in this zone (3-7%), mainly represented by *Laguncularia* (6%), and *Rhizophora* (1%), respectively (Figure 3). The pollen assemblage of this zone is characterized by the predominance of herbaceous pollen (46-55%), mainly represented by Poaceae (12-37%), Cyperaceae (4-17%), Moraceae ($\pm 10\%$), Alismataceae ($\pm 8\%$), Malvaceae ($\pm 8\%$), Asteraceae ($\pm 7\%$), Curcubitaceae ($\pm 4\%$), Solanaceae ($\pm 4\%$), and Amaranthaceae ($\pm 2\%$). Pollen of shrubs are also registered (10-42%), represented by Fabaceae (5-15%), Euphorbiaceae (3-8%), Rubiaceae ($\pm 8\%$), Smilacaceae ($\pm 5\%$), Capparaceae ($\pm 4\%$), Connaraceae ($\pm 4\%$), Loranthaceae ($\pm 4\%$), Anacardiaceae ($\pm 2\%$), Meliaceae ($\pm 2\%$), Anacardiaceae ($\pm 2\%$), Aquifoliaceae ($\pm 1\%$), Araliaceae ($\pm 1\%$), Cactaceae ($\pm 1\%$), and Symplocaceae ($\pm 1\%$). Palms pollen also counted, basically represented by Arecaceae (8-30%). Trees (3-18%) were represented by Combretaceae ($\pm 5\%$), Myrtaceae ($\pm 5\%$), Bignoniaceae ($\pm 5\%$), Annonaceae ($\pm 4\%$), Asparagaceae ($\pm 4\%$), Apocynaceae ($\pm 3\%$), Ulmaceae ($\pm 3\%$), Bombacaceae ($\pm 2\%$), and Violaceae ($\pm 1\%$).

6.4.2.4 Zone IV (40 cm until the surface)

This deposit consists of silt-clay sediments since at least around 460 cal years BP (Figure 3). The bottom of this zone was marked by silt ($\pm 71\%$), followed by clay sediments ($\pm 18\%$), while sand sediments were around $\pm 10\%$.

The pollen assemblage is characterized by mangrove pollen presence as well around 2-7%, mainly represented by *Laguncularia* (2-8%) and *Rhizophora* ($\pm 2\%$). The herbaceous pollen (42-53%) was mainly represented by Poaceae (20-27%), Cannabaceae (2-18%), Asteraceae ($\pm 10\%$), Moraceae (5-9%), Amaranthaceae ($\pm 6\%$), and Cyperaceae ($\pm 4\%$). Pollen of shrubs (14-34%), and trees (20-36%) are also registered, represented by Fabaceae (3-10%), Anacardiaceae ($\pm 9\%$), Euphorbiaceae (3-8%), Rubiaceae ($\pm 2\%$), Apocynaceae (5-15%), Ericaceae (9-12%), Combretaceae ($\pm 11\%$), Myrtaceae (5-7%), and *Ilex* ($\pm 2\%$); furthermore, Arecaceae is found around 15%. Samples from this zone contain marine microfossils such as foraminifera ($\pm 2\%$), as well as fungi ($\pm 33\%$) and ferns ($\pm 30\%$).

6.5 INTERPRETATION AND DISCUSSION

The data suggest two phases and four pollen zones of wetland development and vegetation close to the mouth of the Jucu River on the central coast of Espírito Santo State, southeastern Brazil. During the first phase the area was colonized by herbs, palms, and shrubs. Sandy sediments, massive sand, coarse sand, and cross-laminated fine-grained sand were present, and flow energy oscillated. The area typically registered in high energy and current influence until around 2210 cal years BP, probably showing a high marine influence between the mid- to late Holocene around the mouth of the Jucu River. The second phase was marked by mangrove beginning and establishment, with hydrodynamic energy decreasing, resulting in a mud deposition, probably due to the mangrove presence; this phase was also marked by a sea-level drop during the late Holocene. For instance, change in lithofacies characteristics from coarse sand to fine sand indicate a change from high energy to low energy (a drop in sea-level).

6.5.1 First phase (until at least around 2210 Cal years BP)

This phase is marked by the deposition of sand sediments, followed by cross-laminated and fine- to mid-grained sand. It is indicative of high energy flow. These sedimentary features, together with the pollen characteristics, suggest the development of a channel, beach ridges, and the presence of herbs, shrubs, and tree plants, but still no mangrove around the region close to the sediment core area.

Therefore, our data indicated a subtidal flat paleoenvironment formed until at least around 2210 cal years BP. Its origin is related to a migration of 2D bedforms and sandy sheets. Subtidal paleoenvironments with sand deposition result from a flood-filled channel at sheltered environments (Li *et al.*, 1992; Dalrymple *et al.*, 2003) with beach ridges and topographic sheltering, which correspond to channel-filling deposits at the base of a tidal flat (Dalrymple, 1992). High concentrations of sand due to this paleoenvironment disfavored the accumulation of organic matter and its mineralization process, as well as the preservation of pollen in the sediments.

It is likely that the sedimentary features and the vegetation of the studied core are still responding to the mid- to late-Holocene high sea-level between 0.5 and 1.5 m above current sea level (Milne *et al.*, 2005, 2009; Angulo *et al.*, 2006, 2022; Dechnik *et al.*, 2019).

6.5.2 Second phase (2210-460 Cal years BP until the present)

Initially, this phase is marked by massive deposits, sand-silt sediments, coarse sand, and a low percentage of clay, mainly between 2210 and 480 cal years BP (190-60 cm in depth), probably still with a channel and subtidal system. However, at the beginning of this phase, our data shows the establishment of a mangrove ecosystem mainly characterized by *Laguncularia* after 2210 cal years BP, probably near this area and close to the edge.

Throughout subtidal flat development, spores (Polypodiaceae and Pteridaceae), herbs (Poaceae and Cyperaceae), and palms showed higher values. For instance, high percentages of Poaceae as seen in our records may often be interpreted as an increased vegetation openness, as an herbaceous field, induced by dry and/or low-humidity climatic conditions (Absy, 1979; Absy *et al.*, 1991; van der Hammen and Absy, 1994; Hooghiemstra and van der Hammen, 1998). However, it is likely that the climate during this time was wet mainly due to the presence of ferns, as well the mangrove close to the mouth of the Jucu River. Thus, high values of herbs in this area cannot be interpreted as a dry period, during the late Holocene, indicative once its pollination strategies (wind-pollinated) is a determining factor that influences the abundance of this taxa and allows it to produce a huge quantity of pollen in comparison with other taxa (Bush, 2002). Furthermore, areas close to mangrove forests and tidal flats regions are also colonized by *Spartina alterniflora* (Poaceae), a typical species of salt marshes (Tomlinson, 1986; Soares *et al.*, 2012).

During the second phase, especially, our results show the expansion of *Laguncularia* trees on muddy tidal flats, followed by the *Rhizophora* trees. The mangrove expansion also influenced a mud deposition mainly between 40 cm in depth and the surface, where the sediments are characterized by silt and clay.

Therefore, the mangroves were probably established under the estuarine influence, and it may be related to the late Holocene sea-level fall and stabilization, according to Angulo *et al.* (2006), and/or a natural vertical accretion of sediments that contributes to the emergence of tidal flats with mangroves.

6.5.3 Sedimentary, Relative Sea-Level (RSL), and vegetation changes on coastal systems

Among depositional environments, coastal systems can elucidate continental and marine influences that have occurred in the past. Therefore, assessing sedimentological

records associated with vegetation pollen data can reveal environmental changes that have occurred since the last glaciation (Lamb *et al.*, 2006), and help us to better understand the palaeoenvironmental history (McCarthy *et al.*, 2012; Wartenberg and Freund, 2012; Miller *et al.*, 2013; Sobrinho *et al.*, 2014).

In this context, deltas and estuaries are a great location for understanding the coastal dynamics, and for the full range of human activities (Department for Environment Flood and Rural Affairs, 2011), including ports, fishing, recreation, tourism, and inhabitation. The largest cities in the world are located in coastal areas, which highlights the important relation that exists between these zones and humankind. In fact, around 60% of the world's population lives along the coast (United Nations, 2016). Furthermore, estuaries are highly productive ecosystems, that offer shelter for a high diversity of species (NOAA Fisheries, 2022), including mangrove ecosystems.

The Holocene evolution in the coastal region of the State of Espírito Santo had been controlled by relative sea-level changes, fluvial sediment transport and longshore transport (França *et al.*, 2016; Silva *et al.*, 2022). For instance, in the Doce River region was observed a succession of facies association Delta Plain, Estuary Central Basin/Lagoon-bay (mangrove/herbaceous flat) and Deltaic System might be a product of driving forces regulated by cyclic mechanism leading to a delta, estuary and following to a delta plain environment (Cohen *et al.*, 2014; Rossetti *et al.*, 2015).

Considering the RSL changes, references to the highstand along the eastern coast of Brazil can be found in several publications, including Suguio *et al.* (1985), Dominguez *et al.* (1990), Angulo and Suguio (1995), Angulo and Lessa (1997), Angulo *et al.* (1999), Bezerra *et al.* (2003), Martin *et al.* (2003), Angulo *et al.* (2006), and Angulo *et al.* (2022).

The RSL curve during the mid- to late Holocene, along the northeastern Brazilian coast, was reconstructed by Martin *et al.* (2003), for instance, who showed that the RSL exceeded the present level between around 7700 cal years BP and 5600 cal years BP, followed by a fast regression between 5300 and 4200 cal years BP when the RSL may have been below the current level. A fast rise occurred again approximately 3700 cal years BP with a maximum of 3.5 ± 0.5 m above the present RSL, followed by a steady and slow decrease between 3500 and 2800 cal years BP. At 2800 cal years BP, the RSL fell quickly, falling below the current level by 2600 cal years BP. About 2300 cal years BP, the RSL began to rise, reaching 2.3 ± 0.5 m above the present level by 2100 cal years BP. After 2100 cal years BP, the RSL fell

steadily to its current position. Others studies performed along the eastern and southeastern Brazilian coast also showed the existence of three paleo-sea levels higher than the present (Suguio *et al.*, 1982, 1985; Martin *et al.*, 1987, 1996). However, Angulo *et al.* (2022) indicates sea levels up to 2.9 m higher than the current one between the mid- to late Holocene, around the Abrolhos Archipelago, southwestern Atlantic (Brazil), in agreement with the empirical sea-level envelope and with predictions of geophysical sea-level models for the Brazilian coast, as well as with the subsequent fall until the present time (Angulo *et al.*, 2006).

Along the coast of southeastern Brazil, higher RSL led to the formation of numerous lagoons (Sallun *et al.*, 2012). Around 2210 cal years BP, estuaries as observed in Buso Jr. *et al.* (2013), França *et al.* (2013), and Cohen *et al.* (2014), as well as the sedimentary features changes and the vegetation adaptations close to the mouth of the Jucu River, which has been shown in this study, also responded to the mid- to late Holocene high sea level between 0.5 and 1.5 m above current sea level (Angulo *et al.*, 2022). However, regressive facies within the estuary of Vitoria were characterized by an increase in sand content and the establishment of typical brackish water and mangrove foraminifera assemblages started to appear ca. 4000 cal years BP, when sea-level was higher but circulation sea water started to be more restricted, and mangrove environment was fully formed by 2700 cal years BP (Bastos *et al.*, 2010). Due to low sedimentation, the estuary of Vitória remained unfilled until today, but to the west of the Vitoria, the Camburi plain at the Espirito Santo Bay was also formed with a regressive sandy barrier dated to 3375-3026 and 3238-2892 cal years BP (Machado *et al.*, 2020). It is worth remembering that these dates obtained for sand barrier are from shells, which despite being well preserved and still looking shiny and without abrasion, are indicators that deserve caution on interpretation (Angulo and Souza, 2014). During the late Holocene occurred the development of a current coastal plain colonized by mangroves, which was probably a response to the sea-level drop until the present.

Since at least around 2210 until 460 cal years BP the presence of sandy-silt sediment was predominant. During this period, the first pollen of mangrove vegetation appeared, which was initially colonized by *Laguncularia* and has occurred continuously until the present. According to Menezes (1999) this genus best adapts to sandy substrates. Furthermore, *Laguncularia* is a pioneer genus because it develops on sandy sediments (Jiménez 1985), originating from more intense hydrodynamic conditions, and can also adapt to other types of sediments, such as silt and clay. According to Soares (1999), Menghini (2004), Silva *et al.*, (2005), and Kilca *et al.*, (2011) the predominance of *Laguncularia* is normally related to

initial or medium stages of the succession of mangroves.

Recent studies demonstrate coastal ecosystems colonized by *Laguncularia*, related to the RSL fluctuations and the climatic oscillation influencing the sedimentary dynamics. The environmental characteristics of these periods were favorable for the establishment of mangroves constituted by *Laguncularia* during the Late Holocene (Azevedo *et al.*, 2021). Around 2070 cal years BP, the mouth of the Barra Seca River, in the northern part of Espírito Santo State, was marked by the colonization of *Laguncularia*, related to the sea level drop and sediment dynamics (Silva *et al.*, 2022). Similarly, in our data we can observe *Laguncularia* beginning around 2210 cal years BP close to the mouth of the Jucu River, in the central coastal region of the State of Espírito Santo. Later *Rhizophora* and *Avicennia* began, but they occurred in a little expressive way, with percentages of up to 2% for both. Since at least around 460 cal years BP to the present there was a predominance of silt-clay sediments. Mangroves are excellent accumulators of silt and clay that offer excellent conditions for the preservation of pollen grains (Kasse *et al.*, 2005; Bos *et al.*, 2008; Cohen *et al.*, 2014).

6.6 CONCLUSION

Palynological, sedimentary, and C-14 dating data obtained from a sedimentary core sample collected at the mouth of the Jucu River, State of Espírito Santo, southeastern Brazil (ES), were used to identify vegetation dynamics and sedimentary dynamics, correlated with RSL fluctuations and climate changes that occurred during the late Holocene. Until around 2210 cal years BP the RSL was above the current position and the climate was more humid, influencing hydrodynamic factors and more intense rainfall, which were not favorable for the establishment of mangroves during this period, but by herbaceous pollen. After this time there was a predominance of silt-sandy sediment and installation of mangroves, initially colonized by *Laguncularia*. Later there was the installation of *Rhizophora* and *Avicennia*, occurring in a non-expressive way. After ± 460 cal years BP to the present there was a predominance of herbaceous vegetation and the number of spores decreased possibly evidencing a drier climate. During this period, the appearance of *Laguncularia* and *Rhizophora* pollen grains occurred almost continuously, which can be explained by the predominance of silt-clay sediment. In this context, the installation and development of the mangrove forest at the mouth of the Jucu River were possible mainly due to the variation in the RSL and climate fluctuations. However, more studies are needed to understand modern mangrove dynamics,

according to new scenarios for climatic changes and sea-level rise.

ACKNOWLEDGMENTS

We would like to thank the members of the Laboratory of Coastal Dynamics LADIC-UFPA), Federal University of Pará (UFPA), Federal University of Espírito Santo (UFES), Federal Institute of Espírito Santo (Ifes, Campus Piúma), the students from the Laboratory of Chemical-Oceanography (UFPA), and the undergraduate students in Geography and Oceanography (UFES) for their support. This study was financed by Foundation for the Support of Research in Espírito Santo (FAPES 0667/2015, 093/2020, 03/2021, 441/2021, 282/2021, 417/2022, and 1034/2022), and in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001. M. França would like to thank CNPq for research scholarship (309618/2020-7).

REFERENCES

- Absy, M. L. (1979). A palynological study of Holocene sediments in the Amazon basin [University of Amsterdam].
- Absy, M. L., Cleef, A., Fournier, M., & Martin, L. (1991). Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60000 dernières années: Première comparaison avec d'. *Compte Rendus de l'Academie Des Sciences*, 312, 673–678.
- Alongi, D. M. (2002). Present state and future of the world's mangrove forests. *Environmental Conservation*, 29(3), 331–349. <https://doi.org/10.1017/S0376892902000231>
- Amaral, P. G. C. do, Ledru, M. P., Branco, F. R., & Giannini, P. C. F. (2006). Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 241(3–4), 608–620. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.04.010>
- Angulo, R. J., & Camargo Lessa, G. (1997). The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *In Marine Geology* (Vol. 140).
- Angulo, R. J., Giannini, P. C. F., Souza, M. C. de, Lessa, G. C. (2022). Comments on Castro *et al.* (2021) “Relative sea-level curve during the Holocene in Rio de Janeiro, Southeastern Brazil: A review of the indicators - RSL, altimetric and geochronological data.” *Journal of South American Earth Sciences*, 116, 103791. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2022.103791>

- Angulo, R. J., Giannini, P. C. F., Suguio, K., Pessenda, L. C. R., & Brazili~ Brazili~, B. (1999). Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern ž / Brazil Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State based on vermetid 14 C ages. In *Marine Geology* (Vol. 159). www.elsevier.nl/locate/margeo
- Angulo, R. J., Lessa, G. C., & Souza, M. C. de. (2006). A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25(5–6), 486–506. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.03.008>
- Angulo, R. J., & Suguio, K. (1995). Re-evaluation of the Holocene sea-level maxima for the State of Parana, Brazil. In *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (Vol. 113).
- Arai, M. (2006). Revisão Estratigráfica do Cretáceo Inferior das Bacias Interiores do Nordeste do Brasil. 1, 7–15.
- Asmus, H. E., Gomes, J. B., & Pereira, A. C. B. (1971). Integração geológica regional da bacia do Espírito Santo. <https://www.scopus.com/record/display.uri?eid=2-s2.0-78650552492&origin=inward&txGid=a20dcba1df41c132f81bc82c524552f3>
- Azevedo, A. Q. de, Jiménez-Espejo, F. J., França, M. C., García-Alix, A., Silva, F. A. B. da, Pessenda, L. C. R., Cohen, M. C. L., Fontes, N. A., Pinheiro, V. C., Macario, K., Melo, J. C. F., Piccolo, M. de C., & Bendassolli, J. A. (2021). Hydrological influence on the evolution of a subtropical mangrove ecosystem during the late Holocene from Babitonga Bay, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 574. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110463>
- Behling, H. (1993). Untersuchungen zur spätpleistozänen und holozänen Vegetations- und Klimageschichte der tropischen Küstenwälder und der Araukarienwälder in Santa Catarina (Südbrasilien).
- Behling, H., & Negrelle, R. R. B. (2001). Tropical rain forest and climate dynamics of the Atlantic lowland, Southern Brazil, during the late Quaternary. *Quaternary Research*, 56(3), 383–389. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2264>
- Bezerra, F. H. R., Barreto, A. M. F., & Suguio, K. (2003). Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology*, 196(1–2), 73–89. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00044-6](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00044-6)
- Blasco, F., & Janodet, E. (1996). Mangroves as indicators of coastal change. In *Catena* (Vol. 27).
- Bos, A., Alipoyo, J. C., Cardona, L. T., Gumanao, G., & Salac, F. N. (2008). Population structure of common Indo-Pacific sea stars in the Davao Gulf. *UPV Journal of Natural Sciences*, 13, 11–24.

- Bush, A. B. G. (2002). A comparison of simulated monsoon circulations and snow accumulation in Asia during the mid-Holocene and at the Last Glacial Maximum. *Global and Planetary Change*, 32, 331–347. www.elsevier.com/locate/gloplacha
- Buso Junior, A. A., Luiz, •, Ruiz Pessenda, C., de Oliveira, P. E., César, P., Giannini, F., Cancela, M., Cohen, L., Cecília Volkmer-Ribeiro, •, Sonia, •, Barros De Oliveira, M., Dilce, •, Rossetti, F., Flávio, •, Lorente, L., Antonio, M., Filho, B., Jolimar, •, Schiavo, A., ... Siqueira, S. (2013). Late Pleistocene And Holocene Vegetation, Climate Dynamics, And Amazonian Taxa In The Atlantic Forest, Linhares, Se Brazil. *Radiocarb.*, 55, 1747–1762.
- Camargo, M. G. de. (2006). Sysgran: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. www.cem.ufpr.
- Carvalho, L. M. v, Jones, C., & Liebmann, B. (2004). The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall.
- Cohen, M. C. L., Behling, H., & Lara, R. J. (2005). Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 136(1–2), 93–108. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2005.05.002>
- Cohen, M. C. L., Behling, H., Lara, R. J., Smith, C. B., Matos, H. R. S., & Vedel, V. (2009). Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany*, 18(6), 425–439. <https://doi.org/10.1007/S00334-008-0208-0/METRICS>
- Cohen, M. C. L., Pessenda, L. C. R., Behling, H., de Fátima Rossetti, D., França, M. C., Guimarães, J. T. F., Friaes, Y., & Smith, C. B. (2012). Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quaternary Science Reviews*, 55, 50–58. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.019>
- Cohen, M. C. L., Rodrigues, E., Rocha, D. O. S., Freitas, J., Fontes, N. A., Pessenda, L. C. R., de Souza, A. v., Gomes, V. L. P., França, M. C., Bonotto, D. M., & Bendassolli, J. A. (2020). Southward migration of the austral limit of mangroves in South America. *Catena*, 195. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104775>
- Cohen, M. C. L., Rossetti, D. F., Pessenda, L. C. R., Friaes, Y. S., & Oliveira, P. E. (2014). Late Pleistocene glacial forest of Humaitá-Western Amazonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 415, 37–47. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.12.025>
- Colinvaux, P. A., Oliveira, P. E., & Patiño, J. E. M. (1999). *Amazon Pollen Manual and Atlas*. Harwood Academic Publishers.

- Dalrymple, R. W., Baker, E. K., Harris, P. T., & Hughes, M. (2003). Sedimentology and stratigraphy of a tide-dominated, foreland–basin delta (Fly River, Papua New Guinea) in: Sidi F.H., Nummedal D, Imbert P, Darman H, Posamentier HW (eds) Tropical deltas of southeast Asia. In sedimentology, stratigraphy, and petroleum geology. Special publication (Vol. 76, pp. 147–173). Society for Sedimentary Geology.
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A., & Boyd, R. (1992). Estuarine Facies Models: Conceptual Basis and Stratigraphic Implications: PERSPECTIVE. *Journal of Sedimentary Research*, 62.
- Dechnik, B., Bastos, A. C., Vieira, L. S., Webster, J. M., Fallon, S., Yokoyama, Y., Nothdurft, L., Sanborn, K., Batista, J., Moura, R., & Amado-Filho, G. (2019). Holocene reef growth in the tropical southwestern Atlantic: Evidence for sea level and climate instability. *Quaternary Science Reviews*, 218, 365–377. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2019.06.039>
- Deina, M., Bastos, A., & Quaresma, V. (2011). VARIAÇÃO MORFOLÓGICA DO CORDÃO LITORÂNEO ASSOCIADO À FOZ DO RIO JUCU (ES). *Geografares*, 9. <https://doi.org/10.7147/GEO9.1317>
- Department for Environment, F. & R. A. (2011). Department for Environment, Food and Rural Affairs: Financial Management Report. <https://www.nao.org.uk/reports/department-for-environment-food-and-rural-affairs-financial-management-report-2011/>
- Dominguez, J. M. L., Andrade, A. C. S., Almeida, A. B., & Bittencourt, A. C. S. P. (2009). The holocene barrier strandplains of the State of Bahia. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 107, 253–288. https://doi.org/10.1007/978-3-540-44771-9_8
- Dominguez, J. M. L., Bittencourt, C. S. P., Leão, Z. M. A. N., & de Azevedo, A. E. G. (1990). Geologia do Quaternário Costeiro do Estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1–4), 208–215. <https://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11836/11377>
- Dominguez, J. M. L., Martin, L., & Bittencourt, A. C. S. P. (2006). Climate Change and Episodes of Severe Erosion at the Jequitinhonha Strandplain SE Bahia, Brazil. 1894–1897.
- Fægri, K., & Iversen, J. (1989). Book reviews: Fægri, K. and Iversen, J. 1989: Textbook of pollen analysis, 4 ed. In *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* (Fourth edition, Vol. 14, Issue 3, pp. 423–425). <https://doi.org/10.1177/030913339001400311>
- Figueiredo, B. L., Alves, I. C. C., Cohen, M. C. L., Pessenda, L. C. R., França, M. C., Francisquini, M. I., de Souza, A. v., & Culligan, N. (2021). Climate, sea-level, and anthropogenic influences on coastal vegetation of the southern Bahia, Northeastern Brazil, during the mid-late Holocene. *Geomorphology*, 394, 107967.

<https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2021.107967>

- Fontes, D., Cordeiro, R. C., Martins, G. S., Behling, H., Turcq, B., Sifeddine, A., Seoane, J. C. S., Moreira, L. S., & Rodrigues, R. A. (2017). Paleoenvironmental dynamics in South Amazonia, Brazil, during the last 35,000 years inferred from pollen and geochemical records of Lago do Saci. *Quaternary Science Reviews*, 173, 161–180. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.08.021>
- França, M. C., Alves, I. C. C., Castro, D. F., Cohen, M. C. L., Rossetti, D. F., Pessenda, L. C. R., Lorente, F. L., Fontes, N. A., Junior, A. Á. B., Giannini, P. C. F., & Francisquini, M. I. (2015). A multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, Southeastern Brazil, due to climatic and sea-level changes during the late Holocene. *Catena*, 128, 155–166. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.02.005>
- França, M. C., Alves, I. C. C., Cohen, M. C. L., Rossetti, D. F., Pessenda, L. C. R., Giannini, P. C. F., Lorente, F. L., Buso Junior, A. Á., Bendassolli, J. A., & Macario, K. (2016). Millennial to secular time-scale impacts of climate and sea-level changes on mangroves from the Doce River delta, Southeastern Brazil. *Holocene*, 26(11), 1733–1749. <https://doi.org/10.1177/0959683616645938>
- França, M. C., Cohen, M. C. L., Pessenda, L. C. R., Rossetti, D. F., Lorente, F. L., Buso Junior, A. Á., Guimarães, J. T. F., Friaes, Y., & Macario, K. (2013). Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. *Catena*, 110, 59–69. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.06.011>
- França, M. C., Francisquini, M. I., Cohen, M. C. L., & Pessenda, L. C. R. (2014). Inter-proxy evidence for the development of the Amazonian mangroves during the Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany*, 23(5), 527–542. <https://doi.org/10.1007/s00334-013-0420-4>
- França, M. C., Francisquini, M. I., Cohen, M. C. L., Pessenda, L. C. R., Rossetti, D. F., Guimarães, J. T. F., & Smith, C. B. (2012). The last mangroves of Marajó Island - Eastern Amazon: Impact of climate and/or relative sea-level changes. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 187, 50–65. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.08.007>
- Grimm, B. (1990). Foreword to the special section “Magellan arrives at Venus.” *Geophysical Research Letters*, 17(9), 1335–1336. <https://doi.org/10.1029/GL017i009p01335>
- Grindrod, J., Moss, P., & van der Kaars, S. (2002). Late Quaternary mangrove pollen records from continental shelf and ocean cores in the north Australian-Indonesian region. *Bridging Wallace’s Line: The Environmental and Cultural History and Dynamics of the SE-Asian-Australian Region*, 34, 119–146.
- Guimarães, J. T. F., Cohen, M. C. L., Pessenda, L. C. R., França, M. C., Smith, C. B., & Nogueira, A. C. R. (2012). Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. *Holocene*, 22(3), 359–

370. <https://doi.org/10.1177/0959683611423693>

- Hammen, T. V. D., & Absy, M. L. (1994). Amazonia during the last glacial. . *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109, 247–261.
- Harper, C. W. (1984). Improved methods of facies sequence analysis. In Walker R.G. (Ed.), *Facies Models* (2 ed, pp. 11–13). Geological Association of Canada.
- Herrera, L. F., & Urrego, L. E. (1996). Atlas de polen de plantas útiles y cultivadas de la Amazonia colombiana. *In* Pollen atlas of useful and cultivated plants in the Colombian Amazon region. *Estudios en la Amazonia colombiana/Studies on the Colombian Amazonia, Tropenbos Colombia, Bogotá, Vol. XI. (Vol. 11).*
- Hooghiemstra, H., & van der Hammen, T. (1998). Neogene and Quaternary development of the neotropical rain forest: the forest refugia hypothesis, and a literature overview. *Earth-Science Reviews*, 44(3–4), 147–183. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(98\)00027-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(98)00027-0)
- Hutchings, P., & Saenger, P. (1987). Ecology of mangroves. *Ecology of Mangroves*.
- Kasse, C., Hoek, W. Z., Bohncke, S. J. P., Konert, M., Weijers, J. W. H., Cassee, M. L., & van der Zee, R. M. (2005). Late Glacial fluvial response of the Niers-Rhine (western Germany) to climate and vegetation change. *Journal of Quaternary Science*, 20(4), 377–394. <https://doi.org/10.1002/JQS.923>
- Kilca, R., Alberti, L. F., Souza, A. M., & Wolf, L. (2011). Estrutura de uma floresta de mangue na Baía da Babitonga, São Francisco do Sul, SC. *Ciência e Natureza*, 33, 57–72.
- Klein, A. H. da F., & Short, A. D. (2016). *Brazilian Beach Systems* (A. D. Short & A. H. da F. Klein, Eds.; Vol. 17). Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-30394-9>
- Lamb, A. L., Wilson, G. P., & Leng, M. J. (2006). A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, 75(1–4), 29–57. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.10.003>
- Li, X., Kellaway, R. C., Ison, R. L., & Annison, G. (1992). Chemical composition and nutritive value of mature annual legumes for sheep. *Animal Feed Science and Technology*, 37(3–4), 221–231. [https://doi.org/10.1016/0377-8401\(92\)90006-R](https://doi.org/10.1016/0377-8401(92)90006-R)
- Lorente, F. L., Pessenda, L. C. R., Oboh-Ikuenobe, F., Buso Junior, A. A., Rossetti, D. de F., Giannini, P. C. F., Cohen, M. C. L., de Oliveira, P. E., Mayle, F. E., Francisquini, M. I., França, M. C., Bendassolli, J. A., & Macario, K. (2018). An 11,000-year record of depositional environmental change based upon particulate organic matter and stable isotopes (C and N) in a lake sediment in southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 84, 373–384. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.04.006>

- Mahiques, M. M., & de Souza, L. A. P. (1999). Shallow seismic reflectors and upper Quaternary sea level changes in the Ubatuba region, São Paulo State, Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 47(1), 01–10. <https://doi.org/10.1590/S1413-77391999000100001>
- Martin, J. H., Knauer, G. A., Karl, D. M., & Broenkow, W. W. (1987). VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 34(2), 267–285. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(87\)90086-0](https://doi.org/10.1016/0198-0149(87)90086-0)
- Martin, L., Dominguez, J. M. L., Bittencourt, A. C. S. P., Martint, L., Dominguezt, J. M. L., & Bittencourt, A. C. S. P. (2003). Fluctuating Holocene Sea Levels in Eastern and Southeastern Brazil: Evidence from Multiple Fossil and Geometric Indicators. In *Source: Journal of Coastal Research* (Vol. 19, Issue 1). Winter. <http://www.jstor.org/page/info/about/policies/terms.jsp>. <http://www.jstor.org>
- Martin, Louis, Suguio, Flexor, JM, Archanjo, & JL. (1996). Coastal quaternary formations of the Southern part of the state of Espirito Santo (Brazil).
- McCarthy, D. P., Donald, P. F., Scharlemann, J. P. W., Buchanan, G. M., Balmford, A., Green, J. M. H., Bennun, L. A., Burgess, N. D., Fishpool, L. D. C., Garnett, S. T., Leonard, D. L., Maloney, R. F., Morling, P., Schaefer, H. M., Symes, A., Wiedenfeld, D. A., & Butchart, S. H. M. (2012). Financial costs of meeting global biodiversity conservation targets: Current spending and unmet needs. *Science*, 338(6109), 946–949. https://doi.org/10.1126/SCIENCE.1229803/SUPPL_FILE/MCCARTHY.SM.PDF
- Menezes, G. V. (1999). Recuperação de manguezais: um estudo de caso na Baixada Santista, estado de São Paulo, Brasil. Tese-Universidade de São Paulo, São Paulo. 145 p.
- Menghini, R. P. (2004). Ecologia de manguezais: grau de perturbação e processos regenerativos em bosques de mangue da Ilha Barnabé, Baixada Santista, São Paulo, Brasil. [Dissertação (Mestrado em Ciências na área de Oceanografia Biológica)]. Universidade de São Paulo.
- Miall, A. D. (1978). Facies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In A. D. Miall (Ed.), *Fluvial sedimentology* (pp. 597-604.). Canadian Society of Petroleum Geologist.
- Miller, K. (2013). Testing sequence stratigraphic models by drilling Miocene foresets on the New Jersey shallow shelf. *Geosphere*, 9(5), 1236. <https://doi.org/10.1130/GES00884.1>
- Milne, G. A., Gehrels, W. R., Hughes, C. W., & Tamisiea, M. E. (2009). Identifying the causes of sea-level change. *Nature Geoscience*, 2(7), 471–478. <https://doi.org/10.1038/ngeo544>
- 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*, 2005,

Vol.24(10-11), Pp.1183-1202 [Peer Reviewed Journal], 24(10–11), 1183–1202.
<https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2004.10.005>

Monacci, N. M., Meier-Grünhagen, U., Finney, B. P., Behling, H., & Wooller, M. J. (2009). Mangrove ecosystem changes during the Holocene at Spanish Lookout Cay, Belize. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280(1–2), 37–46.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.05.013>

Munsell Color. (2009). *Munsell Soil Color Charts*. New Windsor, NY: Macbeth Division of Kollmorgen Instruments.

NOAA Fisheries. (2022). *Strategic Plan for 2022-2025*.

Peixoto, A. L., & Gentry, A. (1990). Diversidade e composição florística da mata de tabuleiro na Reserva Florestal de Linhares (Espírito Santo, Brasil). 13, 19–25.

Pessenda, L. C. R., Gouveia, S. E. M., Ribeiro, A. de S., de Oliveira, P. E., & Aravena, R. (2010). Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbon isotopes and charcoal records in soils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(3–4), 597–608.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.09.008>

Pessenda, L. C. R., Vidotto, E., de Oliveira, P. E., Buso, A. A., Cohen, M. C. L., Rossetti, D. de F., Ricardi-Branco, F., & Bendassolli, J. A. (2012). Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 363–364, 57–68.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.08.014>

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., ... van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869–1887.
https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947

Ribeiro, S. R., Batista, E. J. L., Cohen, M. C. L., França, M. C., Pessenda, L. C. R., Fontes, N. A., Alves, I. C. C., & Bendassolli, J. A. (2018). Allogenic and autogenic effects on mangrove dynamics from the Ceará Mirim River, north-eastern Brazil, during the middle and late Holocene. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(8), 1622–1635.
<https://doi.org/10.1002/esp.4342>

Rodrigues, E., Cohen, M. C. L., Pessenda, L. C. R., França, M. C., Magalhães, E., & Yao, Q. (2022). Poleward mangrove expansion in South America coincides with MCA and CWP: A diatom, pollen, and organic geochemistry study. *Quaternary Science Reviews*, 288.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107598>

- Rossetti, D. de F., Polizel, S. P., Cohen, M. C. L., & Pessenda, L. C. R. (2015). Late Pleistocene-Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of wave-influenced deltas. *Marine Geology*, 367, 171–190. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.05.012>
- Roubik, D. W., & Moreno P, J. E. (1991). Pollen and spores of Barro Colorado Island [Panama] (Vol. 36).
- Sallun, A. E. M., Sallun Filho, W., Suguio, K., Babinski, M., Gioia, S. M. C. L., Harlow, B. A., Duleba, W., de Oliveira, P. E., Garcia, M. J., Weber, C. Z., Christofolletti, S. R., Santos, C. da S., Medeiros, V. B. de, Silva, J. B., Santiago-Hussein, M. C., & Fernandes, R. S. (2012). Geochemical evidence of the 8.2ka event and other Holocene environmental changes recorded in paleolagoon sediments, southeastern Brazil. *Quaternary Research*, 77(1), 31–43. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.09.007>
- Schaeffer-Novelli, Y., Cintro Ân-Molero, G., Soares, M. L. G., & De-Rosa, T. (2000). Brazilian mangroves. www.elsevier.com/locate/aquech
- Silva, M. A. B. da, Bernini, E., & Carmo, T. M. S. do. (2005). Características estruturais de bosques de mangue do estuário do rio São Mateus, ES, Brasil. *Acta Botanica Brasilica*, 19(3), 465–471. <https://doi.org/10.1590/S0102-33062005000300006>
- Silva, F. A. B., França, M. C., Cohen, M. C. L., Pessenda, L. C. R., Mayle, F. E., Fontes, N. A., Lorente, F. L., Junior, A. Á. B., Piccolo, M. de C., Bendassolli, J. A., Macario, K., & Culligan, N. (2022). Late Holocene mangrove dynamics of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of mangrove resilience to sea-level changes and channel dynamics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 600. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111055>
- Smith, C. B., Cohen, M. C. L., Pessenda, L. C. R., França, M. C., Guimarães, J. T. F., Rossetti, D. de F., & Lara, R. J. (2011). Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 168(1), 21–30. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2011.09.008>
- Snedaker, S. C. (1982). Mangrove species zonation: why? 111–125. https://doi.org/10.1007/978-94-009-8037-2_8
- Soares, M. L. G. (1999). Estrutura vegetal e grau de perturbação dos manguezais da Lagoa da Tijuca, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. *Revista Brasileira de Biologia*, 59(3), 503–515. <https://doi.org/10.1590/S0034-71081999000300016>
- Soares, M. L. G., Estrada, G. C. D., Fernandez, V., & Tognella, M. M. P. (2012). Southern limit of the Western South Atlantic mangroves: Assessment of the potential effects of global warming from a biogeographical perspective. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 101, 44–53. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.02.018>

- Sobrinho, E. C., Ribeiro, J., Neto, C., Sant’Ovaia, H., Rocha, F., Flores, D., & de Carvalho, C. G. (2014). Mineralogy and geochemistry of sediments from São Francisco stream (Amazonian River Basin, Brazil). . *Comunicações Geológicas*, 101(1), 57-60.
- Souza Filho, P. W. M., Cohen, M. C. L., Lara, R. J., Lessa, G. C., Koch, B., & Behling, H. (2006). Holocene Coastal Evolution and Facies Model of the Bragança Macrotidal Flat on the Amazon Mangrove Coast, Northern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 306–310.
- Suguio, K. (1980). Fatores Paleoambientais e Paleoclimáticos e Subdivisão Estratigráfica do Grupo Bauru.
- Suguio, K., Martin, L., Bittencourt, A. C. S. P., Dominguez, J. M. L., Flexor, J., & Azevedo, A. E. G. (1985). Flutuações Do Nível Relativo Do Mar Durante O Quaternario Superior Ao Longo Do Litoral Brasileiro E Suas Implicações Na Sedi M Entação Costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 3(2), 3–3.
- Suguio, K., Martin, L., & Dominguez, J. M. L. (1982). Evolução da Planície Costeira do Rio Doce (ES) Durante o Quaternário: Influência das Flutuações do Nível do Mar.
- Suguio, K., Martin, L., & Fairchild, T. R. (1978). Formações Quaternarias Marinhas do Litoral Paulista e Sul Fluminense: Quaternary Marine Formations of the state of São Paulo and Southern Rio de Janeiro.
- Tomlinson, E. B. (1986). *The Botany of Mangroves*.
- United Nations. (2016). *The Sustainable Development Goals Report*. <https://unstats.un.org/sdgs/report/2016/The%20Sustainable%20Development%20Goals%20Report%202016.pdf>
- Vannucci, M. (2001). What is so special about mangroves? *Brazilian Journal of Biology*, 61(4), 599–603. <https://doi.org/10.1590/S1519-69842001000400008>
- Walker, R. G. (1992). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In* R. G. Walker & N. P. James (Eds.), *Facies Models - Response to Sea Level Change*. (pp. 1–14). Geological Association of Canada.
- Wartenberg, W., & Freund, H. (2012). Late Pleistocene and Holocene sedimentary record within the Jade Bay, Lower Saxony, Northwest Germany – New aspects for the palaeo-ecological record. *Quaternary International*, 251, 31–41. <https://doi.org/10.1016/J.QUAINT.2011.07.017>
- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-392. <https://www.planetary.org/space-images/wentworth-1922-grain-size>.
- Woodroffe, C. D. (1982). Geomorphology and development of mangrove swamps, Grand Cayman Island, West Indies. *Bulletin of Marine Science*, 32(2), 381–398.

CAPÍTULO 7 MUDANÇA TEMPORAL DE BIOMARCADORES SEDIMENTARES ESTUARINOS NO LITORAL DO ESPÍRITO SANTO, SUDESTE DO BRASIL⁵

RESUMO

O presente trabalho identificou a origem da matéria orgânica por meio de marcadores orgânicos moleculares. Os dados foram associados a datações ^{14}C , análise sedimentar, análise isotópica e razões elementares (C, N e S), visando integrar ferramentas para a reconstituição de condições paleoambientais dos manguezais no litoral do Estado do Espírito Santo, região sudeste do Brasil. Foram coletados dois testemunhos sedimentares em regiões distintas de manguezais (MBN e URU 2). Os valores de carbono orgânico total (TOC) e $\delta^{13}\text{C}$ foram determinados utilizando um analisador elementar acoplado com um espectrômetro de massa de razão isotópica. A composição de n-alcenos foi avaliada através de cromatografia gasosa acoplada a chama detector de ionização. Os dados isotópicos e elementares para o testemunho MBN foram divididos em duas associações de facies sedimentares (A: barra em pontal estuarina; e B: planície de maré colonizada por manguezal e vegetação herbácea). Para a associação A, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C:N oscilaram entre -27 ‰ e -17 ‰ ($\bar{x} = -23$ ‰) e 12 e 114 ($\bar{x} = 34$). O registro $\delta^{15}\text{N}$ mostra valores entre 2,8 ‰ e 9,3 ‰ ($\bar{x} = 6,2$ ‰). Os resultados da razão C:S ficaram entre 0,38 e 5,18 ($\bar{x} = 2$). Para a associação B os valores de $\delta^{13}\text{C}$ exibem taxas entre -31 ‰ e -4 ‰ ($\bar{x} = -23,1$ ‰). O registro $\delta^{15}\text{N}$ mostra valores entre 1,3 ‰ e 14,5 ‰ ($\bar{x} = 4,8$ ‰). O testemunho URU 2 foi dividido em três associações. Na associação de facies A, foram observados para $\delta^{13}\text{C}$ valores na faixa de -26,94 ‰ e -28 ‰ ($\bar{x} = -27,42$ ‰), para a razão C:N foram obtidos valores na faixa de 1,77 e 52,96 ($\bar{x} = 11,55$). Na associação B os valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilaram entre -27,97‰ e -27,92‰ ($\bar{x} = -27,84$ ‰), para a razão C:N foram observados valores entre 16,17 e 53,58 ($\bar{x} = 28,60$). Por fim na associação de facies C, foram registrados valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -28,16‰ e -26,35‰ ($\bar{x} = -27,46$ ‰), e para C:N valores no intervalo de 12,78 e 62,82 ($\bar{x} = 28,86$). Os dados de n-alcenos quantificados foram entre n-C20 a n-C35 representativos de vegetação terrígena e macrófitas. No testemunho MBN as concentrações de n-alcenos totais (Alc. Tot.) apresentaram variação na faixa de 18,04 a 1.827,31 ng.g-1 em peso seco (ps).

⁵ *Manuscrito em edição a ser submetido para a revista Química Nova*

No Testemunho URU 2 as concentrações de Alc. Tot. variaram de 289 a 432 ng.g⁻¹ em ps. Os valores obtidos neste trabalho se encontram na mesma faixa encontrada para estuários tropicais e subtropicais.

Palavras-chave: Alcanos, Holoceno, Matéria orgânica, Mudanças climáticas, Nível relativo do mar, Vegetação.

7.1 INTRODUÇÃO

A matéria orgânica trata de uma mistura heterogênea das diferentes fases de decomposição da matéria proveniente de plantas, animais, e síntese de microrganismos. Essa decomposição produz substâncias húmicas, por decomposição química e biológica que se associam a estruturas mais estáveis, como minerais e compostos orgânicos (alcanos e ácidos graxos) (Turenne 1988). Nesse sentido, o carbono orgânico pode apresentar diversas origens, podendo ser proveniente da própria matriz da qual lhe deu origem (autóctone) pela presença de bactérias, algas e fitoplâncton, ou pelo transporte por via aquática, com a decomposição da vegetação ao longo do curso dos rios, eólica, com o transporte de partículas mais finas de sedimentos ou intemperismos de regiões fora de sua zona de origem (alóctone) (Turenne 1988, Jiang *et al.* 2009, Remeikaité-Nikiené *et al.* 2016).

O estudo da matéria orgânica de sistemas estuarinos permite a identificação de mudanças ambientais em escala espaço-temporal relacionadas ou não a fatores naturais. Sendo assim, a análise de marcadores orgânicos moleculares constitui importante ferramenta na identificação da origem da matéria orgânica, visto que se encontram associados a fontes biogênicas como fitoplacton e algas bentônicas, vegetais superiores e algumas bactérias (Blummer *et al.* 1977, Ficken *et al.* 2000). Neste contexto, os manguezais são caracterizados como ambientes ricos em matéria orgânica, que se acumula ao longo do tempo. Trata-se de um ecossistema costeiro de transição entre o ambiente terrestre e marinho presente em regiões tropicais e subtropicais, que estão sujeitos aos regimes de marés, caracterizando sistemas importantes para o ciclo global do carbono (Buer *et al.* 2013, Giri *et al.* 2011, Maia *et al.* 2006).

Na região sudeste do Brasil, os manguezais existentes apresentam alterações espaço-temporais que indicam sua migração para a atual linha de costa desde pelo menos 900 anos

BP ocasionadas por flutuações do nível do mar durante o holoceno tardio (Buso Junior *et al.*, 2013; França *et al.* 2013b, França *et al.* 2016), associada a mudanças na vazão dos rios presentes na região por modificações na precipitação (Bush & Colinvaux 1988; Bush *et al.* 2007).

O conteúdo de matéria orgânica presente nesta região torna-se de relevância científica, visto que contém registros de mudanças climáticas como, por exemplo, flutuações do nível relativo marinho, mudanças nas condições de umidade e vazão dos rios. Por tanto, este trabalho tem por finalidade a identificação da origem desse conteúdo de matéria em decomposição, por meio de marcadores orgânicos moleculares, associado a datação de ^{14}C , análise sedimentar, e razões elementares, visto que é uma importante ferramenta na reconstituição das condições paleoambientais dos manguezais na região sudeste do Brasil.

7.2 ÁREA DE ESTUDO E GEOLOGIA

As áreas de estudo estão localizadas na desembocadura de rios presentes na planície do Rio Doce, no estado do Espírito Santo, nas proximidades dos municípios de São Mateus e Linhares, e são caracterizados como MBN e URU2. Nesta região, existem fortes indícios de alterações no conteúdo sedimentar durante o holoceno associados a mudanças do nível do mar (RSL) e descarga fluvial, que ocasionou a formação de um sistema de ilhas barreiras, possibilitando o desenvolvimento de um sistema estuarino a cerca de 7000 anos AP (Suguio *et al.* 1982, Martin *et al.* 2003). A geologia da região é composta por rochas metamórficas e ígneas do pré-cambriano, com tectônica considerada estável, apresentando sedimentos terciários do Grupo Barreiras e depósitos quaternários pleistocênicos e Holocênicos. Em adicional são observadas quatro unidades geomorfológicas compostas por província montanhosa, tabuleiros costeiros, zona costeira e plataforma continental interna (Arai 2006, Dominguez *et al.* 2009, Martin & Suguio 1992, Asmus *et al.*,1971).

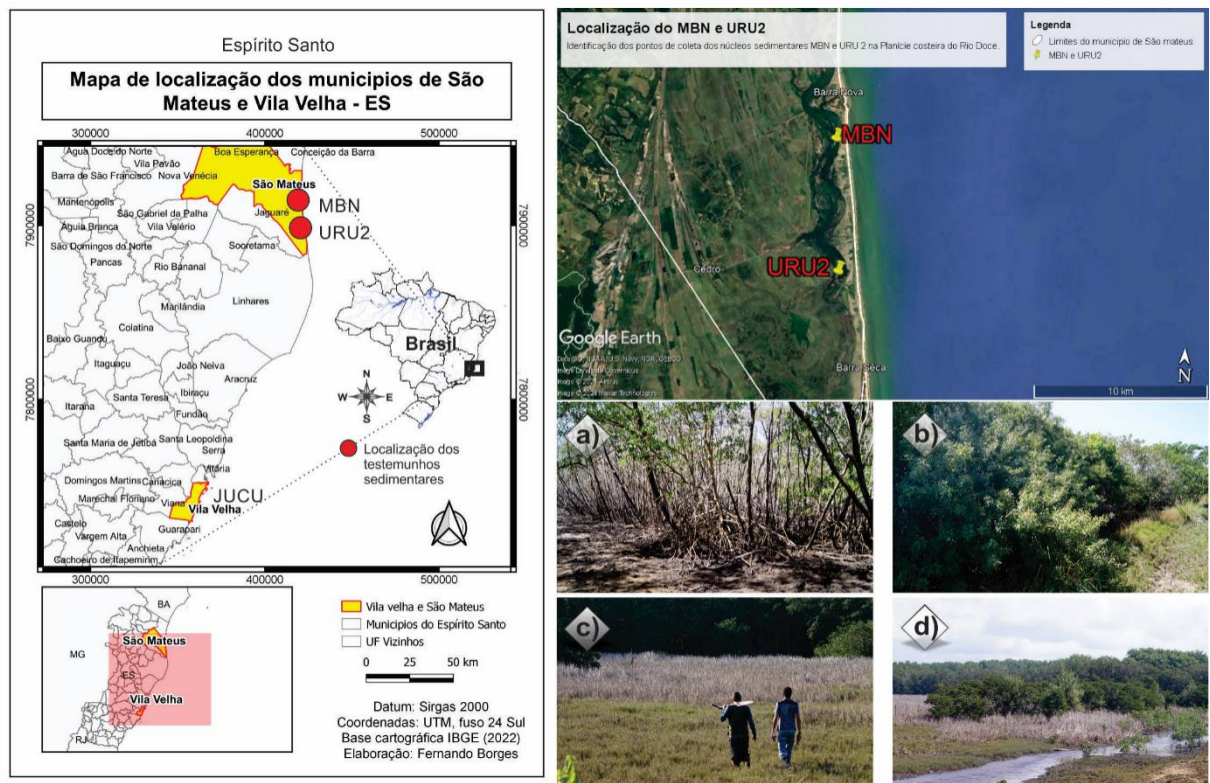


Figura 1- Localização da área de estudo. Testemunhos sedimentares MBN (a e b) e URU2 (c e d), no litoral norte do Estado do Espírito Santo.

7.3 CLIMA E FATORES OCEANOGRÁFICOS

O clima da região é classificado como Aw com características quente e úmida e média anual de precipitação em torno de 1190 mm, onde a temperatura varia de 20,6°C e 26,2°C entre os meses mais frios e quentes, respectivamente, nos meses de agosto e janeiro. Existe nesta região a ocorrência de períodos de seca, controlados pela Zona de convergência Inter Tropical (ITCZ) e Zona de convergência do Atlântico Sul (SACZ) (Carvalho *et al.* 2004) com ocorrência entre os meses de maio e setembro, onde a precipitação varia em torno de 256 mm e temperatura por volta de 21,3°. Os meses mais quentes são aqueles entre outubro e fevereiro com uma média de 25,2°C e precipitação em torno de 711 mm. A área corresponde ao cinturão de ventos alísios do Atlântico sul (NE-E-SE), e encontra-se associada a uma célula de alta pressão em escala local, juntamente ao Avanço da frente polar Atlântica, de forma intercalar, o que gera os ventos SSE (Domingues *et al.* 1992) A maior precipitação ocorre de fato no verão. A oceanografia é dominada por regimes de micro-maré semi-diurnas de amplitude menor que 2m. a salinidade se encontra na faixa de 9 a 34‰ (Bernini *et al.* 2006, Freitas *et al.* 2010).

7.4 VEGETAÇÃO MODERNA

A vegetação da região é formada por floresta ombrófila densa, restinga, formações pioneiras com influência marinha e fluvio-marinha, com a presença de unidades compostas por manguezais mata atlântica, campos herbáceos e restinga em áreas próximas ao litoral capixaba. A vegetação de mangue apresenta de 5 a 10 m de altura, sendo considerada bem desenvolvida. São encontrados como principais representantes dessa vegetação *Rhizophora mangle*, *Lagunculária reacecosa* e *Avicennia germinans*, esta última mais desenvolvida em áreas de maior elevação. O mangue se encontra restrito ao litoral da planície deltaica, presente nas planícies de inundação da foz dos rios Barra Seca e São Mateus (Bernini *et al.* 2006). A porção arenosa da planície costeira apresenta espécimes de palmeiras, orquídeas e bromélias se desenvolvendo em substrato mais úmido e poroso composto por cascas de árvores e outros fragmentos vegetais, presentes em árvores maiores. A floresta ombrófila é distinguível pela distribuição em direção ao litoral-interior, obedecendo um gradiente climático diferente da floresta Atlântica, que segue um gradiente diferente em função da topografia (Silva & Nascimento 2001). São encontrados como principais representantes da floresta tropical da parte continental famílias como Annonaceae, Fabaceae, Myrtaceae, Sapotaceae, Bignoniaceae, Lauraceae, Hippocrateaceae, Euphorbiaceae, Rubiaceae e Apocynaceae (Peixoto & Gentry 1990), estabelecidos sob uma região com parâmetro de temperatura e pluviosidade de chuvas intensas com alternância de períodos secos (Veloso *et al.* 1991). Também são observadas na região espécies de água doce e salobras / marinhas, além de vegetação herbácea, árvores e arbustos nas bordas da planície.

7.5 MATERIAIS E MÉTODOS

7.5.1 Coleta e armazenamento das amostras

O testemunho URU 2, de aproximadamente 3 m de profundidade, foi coletado com o auxílio de um trado russo (Cohen & Lara 2003). As amostras foram acondicionadas em tubos de PVC e seladas com papel filme. As amostras foram armazenadas em ambiente refrigerado, com temperatura em torno de 4°C, buscando evitar a proliferação de microrganismos, que metabolizam o carbono, realizando trocas com a atmosfera e contaminando as amostras o que leva a obtenção de dados imprecisos durante a datação de ¹⁴C (Colinvaux *et al.* 1999).

7.5.2 Datação ¹⁴c

Os procedimentos para datação foram realizados no Laboratório C-14 do CENA/USP e na Universidade Federal Fluminense (LACUFF). Inicialmente, as amostras foram limpas, com a remoção de raízes e outros fragmentos vegetais recentes, com o auxílio de um estereomicroscópio (lupa), para evitar contaminação da matéria orgânica pretérita. Para o tratamento químico do material residual, foi utilizado HCl 2% durante 4 horas, visando a remoção de carbono inorgânico. Após isso, as amostras foram lavadas com água destilada até atingir o pH neutro (7). Em seguida o material foi levado à uma estufa para desidratação sob a temperatura de 50°C (Pessenda *et al.* 2015). Para a datação da matéria orgânica presente no sedimento as amostras foram enviadas à Universidade Federal Fluminense, onde foram datadas utilizando o método AMS (Accelerator Mass Spectrometry). As idades foram relatadas de modo convencional (anos A.P.) e a idade foi calibrada em anos cal. A.P. ($\pm 2\sigma$), conforme Reimer *et al.* (2013). Para a calibração foi utilizado o Calib 7.1 (<http://calib.org>) e a curva IntCal13.

7.5.3 Descrição de fácies

Foram realizadas radiografias (Raios X) dos testemunhos para melhorar a observação e a descrição das estruturas sedimentares encontradas (Posamentier & Walker 2006). A descrição de fácies incluiu a descrição de cor (Munsell Color, 2009), a litologia, a textura e a estrutura dos sedimentos (Posamentier & Walker 2006). Após a descrição de fácies, foi realizada a análise granulométrica do material sedimentar. O tamanho dos grãos foi obtido por meio de um analisador de partículas a *Laser* (Laser Diffraction, SALD 2101-SHIMADZU). As amostras para esse procedimento foram coletadas em intervalos de 5 cm e logo após lavadas com H₂O₂ (peróxido de hidrogênio) e água deionizada para remoção da matéria orgânica. As classificações seguiram o diagrama triangular de Sheppard (Suguio 1973), baseado nos percentuais de areia, silte e argila, seguindo a classificação de Wentworth (Wentworth 1922). Os dados granulométricos foram processados no Software SYSGRAN (Camargo 2006). As análises foram realizadas no Laboratório de Oceanografia Química-UFPA.

7.5.4 Extração de n-Alcanos

A vidraria (volumétrica e não volumétrica) para a análise de n-alcanos foi imersa em solução alcalina (extram 5%; 24H), com posterior enxágue com água destilada. A vidraria não

volumétrica foi submetida a secagem em estufa (150°C) e calcinada (400°C; 4h). A vidraria volumétrica secou a temperatura ambiente com posterior esterilização por solvente orgânico n-hexano (HEX, 95%; P.A. - Honeywell) e diclorometano (DCM, 99,9%; P.A. - Honeywell) para eliminação de agentes contaminantes. A sílica (SiO₂ – sílica gel 60 x 0,063 x 0,200 mm, Merck) e o sulfato de sódio Na₂SO₄, 98% de pureza mínima, foram calcinados (400°C; 4h) para a eliminação de possíveis interferentes. Antes do procedimento, ambos foram ativados em estufa (150°C) e resfriados em dessecador, onde foram mantidos até serem utilizados. O cobre utilizado na retirada do enxofre foi tratado com ácido clorídrico (HCl 2 mol.L-1; P.A. - Merck), enxaguado com água destilada e imerso sequencialmente em acetona, HEX e DCM. O padrão de n-alcenos n-C8 a n-C40 utilizados na calibração do equipamento e fortificações foi obtido pela Sigma-Aldrich. Os padrões de eicoseno e hexadeceno são da SUPELCO (99,7 a 99,9% de pureza).

Foram pesadas em média 5 g de amostra sedimentar em uma balança de precisão analítica e armazenadas em frascos de 30 ml. Em sequência foram adicionados sub-rogados (50 µl de p-terfenil; 2000 µg/ml+ [10 µl Hexadeceno + 10 µl eicoseno;100mg/ml]) e 25ml de uma mistura de HEX:DCM (1:1). Posteriormente, as amostras foram levadas ao ultrassom onde permaneceram por 15 min a 50°C, com a finalidade de promover a homogeneização das amostras. A solução resultante foi adicionada em balões de 100 ml com cobre ativado para a retirada do enxofre. Posteriormente, o cobre foi retirado e as amostras foram concentradas em um evaporador rotativo a vácuo (Buchi® Rotavapor® R-215) até aproximadamente 1 ml. Os concentrados obtidos foram submetidos a um processo de *clean-up* em uma coluna contendo 3 g de sílica como fase estacionária. Utilizou-se 10 ml de hexano como solução de arraste. Os extratos obtidos foram concentrados no evaporador rotativo à vácuo, transferidos para frascos, avolumados para 500µl e entregues para a quantificação (GC-FID). Estas análises foram realizadas no Laboratório de Geoquímica Marinha de Universidade Federal da Bahia (GeoqMar-UFBA), em parceria com o Laboratório de Estudos do Petróleo (LAPETRO – UFBA).

7.5.5 Análises isotópicas e elementares

Os testemunhos foram transportados até o Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP), onde foi iniciado o procedimento de coleta das sub-amostras em intervalos de 5 cm de profundidade (aproximadamente 10 g), conforme Pessenda

et al. (1996) e Saia (2006). No laboratório foram adicionadas às amostras HCl a 0,01M, para a remoção de carbono inorgânico e retirada de alguns contaminantes, como raízes e folhas, através da flutuação e respectivo peneiramento. Após o peneiramento, aguardou-se que o material em suspensão fosse decantado, para em seguida descartar a solução de ácido clorídrico sobrenadante e realizar a correção do pH (neuro). Em seguida as amostras foram transferidas para uma estufa, objetivando a secagem em 50°C por aproximadamente 24 horas. Em seguida as amostras foram pulverizadas com o auxílio de um almofariz de porcelana e armazenadas em frascos plásticos. Após esse procedimento, cada amostra foi acondicionada em cápsulas de estanho (12 mm x 5 mm) e pesadas em uma balança analítica (Sartorius BP 211D, precisão 0,0001). Para as amostras mais arenosas, utilizando-se cerca de 70 mg e entre 20 e 30 mg para os sedimentos mais argilosos. Em seguida o material foi enviado ao Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP) para obtenção dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C-total. Nesse laboratório as amostras foram analisadas em um Espectrômetro de Massas ANCA SL 2020, da Europe Scientific, que contém um analisador elementar acoplado.

7.6 RESULTADOS

7.6.1 Testemunho MBN

O testemunho MBN apresentou a predominância de sedimentos areno-siltosos com aumento da granulometria em direção ao topo do núcleo sedimentar. Foram observadas estruturas do tipo areia maciça (Sm), depósitos heterolíticos *wavy* (Hw), areia com laminação cruzada (Sc), depósitos heterolíticos *flaser* (Hf), areia com laminação paralela (Sp), lama como laminação paralela (Mp), acamamento lenticular heterolítico (HI). Todas essas feições intercaladas com laminações cruzadas, areia laminada, lama laminada, além de fragmentos de conchas, plantas e raízes. Estão presentes ainda estruturas como restos de plantas, conchas e raízes, além de tubos bentônicos. As taxas de sedimentação mudam ao longo do testemunho, sendo relatadas 2.17 mm.ano⁻¹ na base, 20.07 mm. ano⁻¹ intermediário, e 0.45 mm. ano⁻¹ na porções mais próximas do topo do testemunho.

Os dados isotópicos para o testemunho MBN são apresentados de acordo com a sequência de fácies observadas. Para a associação A, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C:N oscilaram entre -27 ‰ e -17 ‰ (\bar{x} = -23 ‰) e 12 e 114 (\bar{x} = 34). O registro $\delta^{15}\text{N}$ mostra valores entre 2,8 ‰ e 9,3 ‰ (\bar{x} = 6,2 ‰). Os resultados da razão C:S ficaram entre 0,38 e 5,18 (\bar{x} = 2). Para a associação B os valores de $\delta^{13}\text{C}$ exibem taxas entre -31 ‰ e -4 ‰ (\bar{x} = -23,1 ‰). O registro

$\delta^{15}\text{N}$ mostra valores entre 1,3 ‰ e 14,5 ‰ ($\bar{x} = 4,8$ ‰). A avaliação combinada dos dados obtidos com a identificação das estruturas sedimentares, registros isotópicos e análises elementares permitiram identificar uma associação de fácies típica de planície de maré.

7.6.2 Testemunho URU 2

No testemunho URU 2 os sedimentos apresentaram características areno-siltosas com um aumento no diâmetro das partículas da base em direção ao topo do testemunho. Foram observadas laminação convolutas, laminação cruzadas, acamamento heterolítico *wavy* (facies Hw), oscilações *ripples*, laminação paralela (facies Mp), acamamento heterolítico lenticular (facies Hl), acamamento heterolítico *flaser* (facies Hf) e fragmentos de raízes, que caracterizam bioturbação nas porções superiores do testemunho. As taxas de sedimentação calculadas são de 1,16 mm.ano⁻¹ na base, e 0,48 mm.ano⁻¹ próximo ao topo do testemunho, com valor intermediário de 0,21 mm.ano⁻¹.

Para o testemunho URU 2, na associação de facies A, foram observados para $\delta^{13}\text{C}$ valores na faixa de -26,94 ‰ e -28 ‰ ($\bar{x} = -27,42$ ‰), para a razão C:N tem-se valores na faixa de 1,77 e 52,96 ($\bar{x} = 11,55$). Na face B os valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilaram entre -27,97‰ e -27,92‰ ($\bar{x} = -27,84$ ‰), para a razão C:N foram observados valores entre 16,17 e 53,58 ($\bar{x} = 28,60$). Por fim na facie C, foram registrados valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -28,16‰ e -26,35‰ ($\bar{x} = -27,46$ ‰), e para C:N valores no intervalo de 12,78 e 62,82 ($\bar{x} = 28,86$). Para o testemunho URU 2 não foram obtidos resultados para $\delta^{15}\text{N}$ e Razão C:S.

7.6.3 n-Alcanos

Os n-alcanos quantificados foram entre n-C20 a n-C35 representativos de vegetação terrígena e macrófitas (Blumer *et al.* 1971, Brassel 1993, Yang 2017). Neste processo foi utilizada uma coluna capilar de sílica (HP-1, 15 m x 250 μm x 0,25 μm de espessura do filme), em um sistema de temperatura controlada na faixa de 40°C (inicial) a 300°C (final), a um aumento de 10°C.min⁻¹, com permanência de 12 minutos. Foi utilizado como gás de arraste hidrogênio com 99,999 % de pureza a um fluxo de 1 ml.min⁻¹. Para a calibração interna foi construída uma curva analítica obtida a partir da injeção de padrões com sete concentrações de n-alcanos distintas, obtendo-se um coeficiente de correlação de 0,95. As taxas de recuperação do sub-rogado encontraram-se na faixa de 31,35% a 64%, o que pode ser

considerado baixo, entretanto, por ser utilizada razões e não a concentração, foi possível a avaliação do perfil de n-alcenos. O limite de detecção do método foi obtido pela fortificação de 10 réplicas (10g) com um padrão n-alceno contendo compostos de 8 a 40 átomos de carbono. O LDM foi obtido pela multiplicação do desvio padrão (S) das concentrações por 3 (Wade & Cantillo 1994).

Para o controle do método, foi analisada a cada dez amostras um branco, que trata de uma matriz submetida ao mesmo processo de extração, purificação e quantificação das amostras. Neste trabalho foi utilizado um branco de 10 g de sulfato de sódio calcinado. Os sinais detectados no branco são menores que 3 vezes o limite de detecção do método (LDM), e quando detectado, sua concentração foi descontada das concentrações quantificadas nas amostras.

No testemunho MBN as concentrações de n-alcenos totais (Alc. Tot.) apresentaram variação na faixa de 18,04 a 1.827,31 ng.g⁻¹ em peso seco (p.s.) (Figura 2).

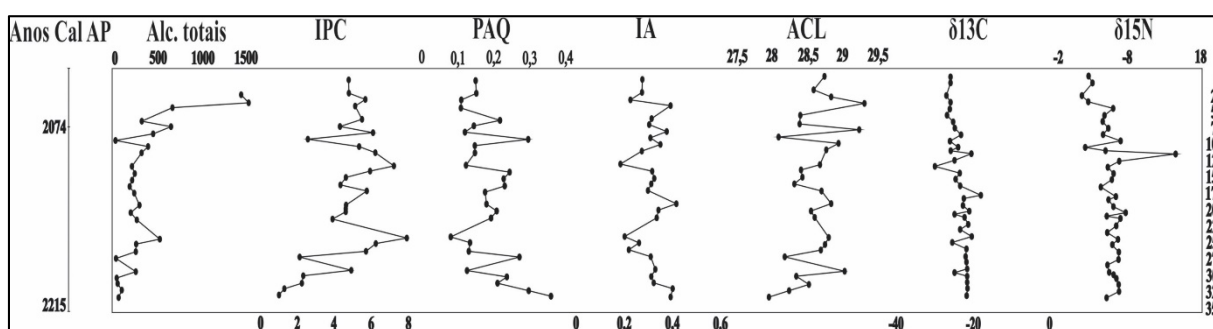


Figura 2- Perfil de n-alcenos ao longo do testemunho sedimentar MBN, extraído da planície costeira do rio Doce, litoral norte do Estado do Espírito Santo.

No Testemunho URU 2 as concentrações de n-alcenos totais (Alc. Tot.) variaram de 289 a 432 ng.g⁻¹ em peso seco (Figura 3). Os valores obtidos neste trabalho se encontram na mesma faixa encontrada para estuários tropicais e subtropicais como observado nos trabalhos de Wang *et al.* (2018), Resmi *et al.* (2016) e Albergaria-Barbosa (2013), com diferença apenas nos valores máximos e mínimos para esta variável, que estiveram fora das faixas observadas nos trabalhos citados. Mesmo com esta diferença é possível indicar forte aporte de matéria orgânica nas áreas de estudo.

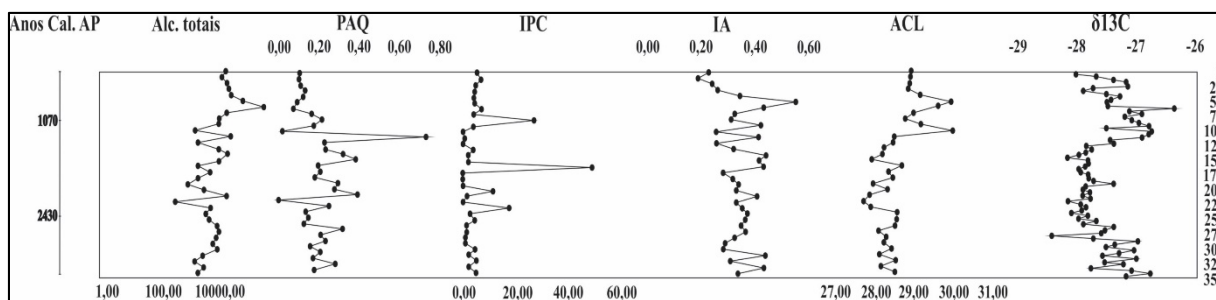


Figura 3- Perfil de n-alcenos ao longo do testemunho sedimentar URU2, extraído da planície costeira do rio Doce, litoral norte do Estado do Espírito Santo.

7.7 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES

7.7.1 Fontes de n-Alcanos

Os resultados para n-alcenos obtidos para cada amostra utilizada neste trabalho são observadas na tabela 1. Os resultados foram quantificados e traduzidos em razões diagnósticas que indicam a fonte da matéria orgânica a partir do índice preferencial de carbono (IPC), índice de produtividade aquática (PAQ), Índice Alcano (IA) e Tamanho médio da cadeia (TMC).

Tabela 1- Altura da camada sedimentar no testemunho coletado (cm), somatório dos n-alcenos totais (AlcTot, ng g-1), Razões diagnósticas (IPC, PAQ, NORM31, TMC23-33), concentração do carbono orgânico total (C-Total, %), razões isotópicas do carbono orgânico total ($\delta^{13}\text{C}$), concentração de nitrogênio total (N-total %), Razão isotópica de nitrogênio total ($\delta^{15}\text{N}$) razão entre o C-Total e o N-Total (razão C/N), Enxofre (S), razão entre C-total e S (C/S) e seus respectivos valores mínimo (Mín.), máximo (Máx.), médio (Méd.) e Soma (Som.) encontrados nas sub-amostras avaliadas no testemunho coletado às margens do estuário do rio Barra seca-ES (testemunho MBN).

(continua)

Prof	Alc total	IPC	PAQ	NORM31	TMC23-33	C-total (%)	$\delta^{13}\text{C}$	N-total (%)	$\delta^{15}\text{N}$	C/N	S	C/S
0	1827,31	4,74	0,15	0,27	28,72	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
10	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	7,62	-26,80	0,26	2,34	29,31	n.a	n.a
20	1454,55	4,77	0,15	0,27	28,56	8,33	-27,11	0,24	2,80	34,71	n.a	n.a
30	1536,11	5,66	0,11	0,22	28,80	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
40	665,21	5,12	0,11	0,38	29,29	8,13	-27,96	0,51	1,31	15,94	2,23	3,65
50	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	6,91	-26,97	0,29	2,24	23,83	n.a	n.a
60	312,13	5,48	0,22	0,30	28,36	4,46	-27,14	0,11	5,72	40,55	n.a	n.a
70	650,29	4,28	0,15	0,30	28,35	0,12	-27,76	0,23	4,50	0,52	6,69	0,02
80	445,79	6,06	0,12	0,37	29,19	3,31	-26,24	0,21	4,26	15,76	n.a	n.a
90	18,05	2,55	0,30	0,30	28,07	3,96	-25,87	0,26	5,11	15,23	n.a	n.a
100	386,05	5,34	0,15	0,34	28,91	4,09	-24,30	0,21	4,33	19,48	n.a	n.a
110	314,70	6,20	0,15	0,26	28,73	9,10	-27,04	0,21	6,87	43,33	n.a	n.a
120	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	2,68	-25,05	0,45	1,76	5,96	n.a	n.a
130	204,79	7,19	0,12	0,18	28,65	0,74	-21,80	0,03	14,51	24,67	0,96	0,77
140	232,42	5,92	0,25	0,31	28,39	7,74	-25,94	0,17	6,49	45,53	n.a	n.a
150	200,57	4,61	0,23	0,32	28,40	3,32	-30,97	0,19	4,98	17,47	n.a	n.a
160	175,97	4,33	0,23	0,30	28,28	3,29	-24,60	0,20	5,78	16,45	n.a	n.a
170	222,63	5,72	0,18	0,29	28,68	3,81	-25,71	0,25	5,54	15,24	n.a	n.a
180	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	6,86	-24,52	0,33	4,01	20,79	2,72	2,52

(conclusão)

Prof	Alc total	IPC	PAQ	NORM31	TMC23-33	C-total (%)	$\delta^{13}\text{C}$	N-total (%)	$\delta^{15}\text{N}$	C/N	S	C/S
190	288,89	4,61	0,18	0,41	28,81	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
200	185,84	4,57	0,21	0,33	28,52	3,35	-23,60	0,17	5,03	19,71	n.a	n.a
210	256,22	3,93	0,19	0,33	28,57	3,68	-23,85	0,21	5,74	17,52	n.a	n.a
220	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	3,26	-22,23	0,17	7,46	19,18	n.a	n.a
230	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	3,59	-23,45	0,20	6,77	17,95	n.a	n.a
240	522,26	7,89	0,08	0,19	28,77	4,13	-22,57	0,21	6,14	19,67	n.a	n.a
250	249,88	6,22	0,14	0,25	28,72	3,05	-24,53	0,17	4,93	17,94	n.a	n.a
260	243,20	5,67	0,13	0,21	28,66	3,65	-21,64	0,17	6,41	21,47	1,22	2,99
270	20,37	2,11	0,27	0,30	28,15	4,16	-26,47	0,24	5,56	17,33	n.a	n.a
280	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	3,95	-23,00	0,23	6,44	17,17	n.a	n.a
290	245,48	4,88	0,13	0,32	28,99	3,42	-23,12	0,18	6,44	19,00	n.a	n.a
300	26,04	2,30	0,24	0,30	28,31	2,27	-22,94	0,13	4,93	17,46	1,13	2,01
310	38,14	2,23	0,21	0,31	28,50	4,10	-22,84	0,23	5,16	17,83	n.a	n.a
320	85,68	1,28	0,30	0,39	28,22	3,56	-22,82	0,21	6,13	16,95	n.a	n.a
330	49,01	1,00	0,36	0,38	27,93	4,09	-22,82	0,21	6,49	19,48	n.a	n.a
Min	18,05	1,00	0,08	0,18	27,93	0,12	-30,97	0,03	1,31	0,52	0,96	0,02
Max	1827,31	7,89	0,36	0,41	29,29	9,10	9,10	0,51	14,51	45,53	6,69	3,65
Soma	10857,59	124,65	5,06	8,12	771,55	134,73	134,73	6,88	166,18	643,42	14,95	11,96
Média	402,13	4,62	0,19	0,30	28,58	4,35	4,35	0,22	5,36	20,76	2,49	1,99

n.a.= não avaliado

O testemunho MBN apresentou variação de IPC entre 0,99 e 7,88 ($\bar{x} = 3,92$), este índice trata da predominância de carbonos ímpares, podendo indicar a origem da matéria orgânica, onde valores maiores que 5 indicam plantas terrestres e valores menores que 1 indicam a presença de macrófitas e bactérias. O grupo de plantas terrestres pode ser ainda classificado como monocotiledôneas (<5) e dicotiledôneas (>5) (Meyers & Ishiwatartari 1993, SCHEFUß *et al.* 2003b). O PAQ variou de 0,08 a 0,54 ($\bar{x} = 0,26$). As variações nessa razão indicam a proporção de cadeias médias (n-C23 e n-C25) para cadeias longas (n-C29 e n-C31), podendo indicar uma maior contribuição de macrófitas aquáticas e vegetais superiores (C₃ e C₄). O ACL ficou na faixa de 27,9 a 29,2 ($\bar{x} = 28,4$). Essa razão indica o número médio de átomos de carbono de n-alcenos que caracterizam determinado ambiente. A vegetação de mangue, por exemplo, apresenta valores menores que 29,0, enquanto valores acima deste limite apontam para presença de vegetação ribeirinha (Zhang *et al.* 2006, Albergaria-Barbosa 2013, Derrien *et al.* 2017). O IA aponta para as diferenças entre a vegetação de fontes terrígenas, sendo observados valores na faixa de 0,19 a 0,47 ($\bar{x} = 0,33$),

O núcleo sedimentar URU2 registrou a variação de IPC na faixa de 0,63 a 48,97 (Tabela 2). Entretanto, a análise individual das razões ao longo do núcleo sedimentar aponta para valores menores que cinco em sua grande maioria, dessa forma, há grande contribuição de fonte biogênica terrígena, com predominância de plantas monocotiledôneas (Albergaria-Barbosa 2013). O PAQ apresentou variação na faixa de 0,02 a 0,73, o que indica contribuição tanto terrígena quanto aquática, porém a análise da variação das razões ao longo do perfil sedimentar indica a predominância da contribuição de fontes aquáticas para a matéria orgânica, visto que os resultados encontram-se, em sua maior parte, no intervalo de 0,1 a 0,4. Esses resultados são característicos de plantas macrófitas emersas, com exceção da amostra da profundidade de 110 cm, com valor maior que 0,4, indicando a contribuição de macrófitas submersas e flutuantes no estuário (Ficken *et al.* 2000). Os resultados para o ACL, encontram-se na faixa de 27,69 a 29,95, apontando para uma forte influência de plantas superiores de ciclo fotossintético C₃. Por fim, o IA apresentou resultados no intervalo de 0,19 a 0,55, confirmando a influência terrígena por vegetação de ciclo fotossintético C₃.

Tabela 2- Altura da camada sedimentar no testemunho coletado (cm), somatório dos n-alcenos totais (AlcTot, ng g⁻¹), Razões diagnósticas (IPC, PAQ, NORM31, TMC23-33), concentração do carbono orgânico total (C-Total, %), razões isotópicas do carbono orgânico total ($\delta^{13}\text{C}$), concentração de nitrogênio total (N-total %), razão entre o C-Total e o N-Total (razão C/N e seus respectivos valores mínimo (Mín.), máximo (Máx.), médio (Méd.) e Soma (Som.) encontrados nas sub-amostras avaliadas no testemunho coletado às margens do estuário do rio Urussuquara-ES (testemunho URU2).

(continua)

Prof.						C-total	N-total		C/N
	Alc total	IPC	PAQ	NORM31	TMC23-33	(%)	$\delta^{13}\text{C}$	(%)	
0	18962,54	5,28	0,10	0,23	28,91	23,98	-28,02	1,19	20,15
10	14231,17	6,76	0,10	0,19	28,86	22,31	-27,38	1,07	20,80
20	21353,24	4,84	0,11	0,24	28,85	21,09	-27,73	1,07	19,80
30	24217,57	4,36	0,13	0,26	28,83	16,31	-27,89	1,28	12,78
40	29998,81	4,21	0,12	0,35	29,13	30,12	-27,42	1,43	21,09
50	77126,10	4,39	0,09	0,55	29,89	24,77	-27,49	1,66	14,93
60	432187,42	7,05	0,07	0,43	29,59	35,66	-26,35	1,64	21,73
70	20634,12	4,08	0,16	0,33	28,96	31,79	-27,19	1,28	24,79
80	11163,83	26,92	0,21	0,31	28,76	29,42	-26,95	1,16	25,47
90	10781,05	4,06	0,18	0,42	29,16	31,43	-27,50	1,29	24,39
100	1578,86	<LD	0,02	0,26	29,95	34,41	-26,78	0,68	50,82
110	29937,83	0,63	0,73	0,41	28,48	25,06	-27,43	0,86	29,07
120	1936,42	<LD	0,23	0,26	28,44	29,92	-27,84	0,48	62,82
130	10365,37	3,79	0,23	0,32	28,21	16,36	-27,85	0,46	35,79
140	22861,65	1,98	0,32	0,44	28,17	15,47	-28,16	0,68	22,83
150	10314,29	2,10	0,38	0,42	27,90	8,64	-27,80	0,52	16,58
160	1930,98	48,97	0,20	0,43	28,65	7,62	-27,97	0,47	16,17
170	5207,13	<LD	0,21	0,28	28,33	9,33	-27,81	0,41	23,03
180	1881,26	<LD	0,18	0,32	28,43	10,15	-27,72	0,37	27,53
190	852,70	<LD	0,29	0,34	27,93	8,96	-27,85	0,40	22,29
200	3206,86	11,29	0,28	0,33	28,29	8,77	-27,78	0,22	40,42

(conclusão)

Prof.						C-total		N-total	
	Alc total	IPC	PAQ	NORM31	TMC23-33	(%)	δ‰13C	(%)	C/N
210	20261,74	1,54	0,39	0,41	27,85	10,21	-27,77	0,29	35,30
220	289,64	<LD	0,00	0,33	27,69	8,85	-27,94	0,17	53,58
230	5406,24	17,47	0,25	0,36	27,88	4,41	-27,92	0,20	22,52
240	3499,67	2,63	0,13	0,37	28,54	5,81	-27,81	0,11	52,96
250	4805,25	4,36	0,15	0,37	28,53	2,09	-27,67	0,24	8,52
260	9348,47	1,40	0,12	0,35	28,49	2,61	-27,38	0,34	7,57
270	10836,96	1,42	0,32	0,37	28,06	0,94	-27,58	0,24	3,90
280	8550,28	0,89	0,21	0,33	28,26	0,59	-27,72	0,27	2,16
290	6506,90	0,83	0,23	0,29	28,21	2,41	-27,36	0,19	12,86
300	9337,53	4,64	0,16	0,28	28,39	2,63	-27,03	0,28	9,45
310	2883,11	2,17	0,21	0,44	28,09	2,27	-27,56	0,26	8,65
320	1439,94	5,08	0,17	0,31	28,50	2,27	-27,53	0,35	6,50
330	3046,23	2,21	0,28	0,43	28,13	2,90	-27,21	0,29	10,08
340	1921,40	4,94	0,17	0,34	28,48	1,66	-27,07	0,28	6,00
Min	289,64	0,63	0,00	0,19	27,69	0,59	-28,16	0,11	2,16
Max	432187,4	48,97	0,73	0,55	29,95	35,66	-26,35	1,66	62,82
Som	838862,6	190,29	7,14	12,13	998,84	491,22	-964,46	22,10	793,33
Méd	23967,5	6,56	0,20	0,35	28,54	14,03	-27,56	0,63	22,67

7.7.2 Variação temporal de n-Alcanos

Para o testemunho MBN, a partir da análise sedimentar, foi possível definir três fases distintas, características de uma planície de maré. A primeira fase corresponde a uma barra em pontal, composta por pacotes de areia e lama com sucessão para lama/areia, sendo possível observar laminação paralela e estruturas de bioturbação, cenário este formado por períodos alternados de erosão e deposição em um sistema de alta energia, e taxa de sedimentação de $2,17 \text{ mm.ano}^{-1}$, em um período que varia entre ~ 2662 e ~ 2215 anos cal AP. Os dados de n-alcanos não foram analisados para esta faixa específica. Neste trabalho são relatados dados relacionados às razões obtidas a partir da segunda fase para o núcleo sedimentar MBN.

A segunda fase apresenta uma taxa de sedimentação maior que a anterior (20 mm.ano^{-1}), o que permite inferir um sistema de maior energia, porém com oscilações, favorecendo uma maior seleção de material particulado mais fino intercalado com areia. Este cenário é confirmado pela observação de estruturas como areia com laminação cruzada, depósitos de lama e areia com bioturbação. Esta fase se constitui em um período que variou de ~ 2215 a ~ 2074 anos cal AP.

Nesta fase é possível observar o enriquecimento dos valores do IPC, indicando que na composição da matéria orgânica existe a influência de plantas terrestres. Em uma análise de proporção dos valores encontrados para esta fase, se observa que as razões se encontram em uma faixa abaixo de 5, o que indica a predominância de monocotiledôneas (Albergaria-Barbosa 2013).

PAQ apresentou um aumento das razões relativas nesta fase. Os valores encontrados estão presentes no intervalo de 0,1-0,4. Essa variação aponta para a predominância de macrófitas emersas (Ficken *et al.* 2000). Guimarães (2018), encontrou valores em uma faixa bem próxima a média dos valores para este estudo, associando a presença a contribuição de plantas terrígenas. Esta avaliação foi composta por 24 amostras, onde apenas 5 amostras (120, 180, 220, 230, 280) apresentaram razões acima de 0,4, indicativo de contribuição de macrófitas submersas e flutuantes.

O ACL apresentou valores mais enriquecidos nesta fase, com uma variação que se encontra dentro da faixa relativa a plantas superiores do tipo C_3 (Collister *et al.* 1994), todavia, valores menores que 29 são característicos de vegetação de mangue (Albergaria-Barbosa, 2013). Os dados relativos à análise isotópica de $\delta^{13}C$ são relativamente empobrecidos nesta fase, o que remete à contribuição de plantas superiores C_3 .

Para IA tem-se razões menores que o índice 0,5, o que confirma a predominância de plantas de ciclo fotossintético C_3 , associado à vegetação ribeirinha para esta fase (Albergaria-Barbosa 2013).

A terceira fase é composta por acamamento lenticular heterolítico, com deposição de areia em direção ao topo do núcleo sedimentar, e presença de plantas e raízes. Essas características encontram-se associadas à presença de um canal estuarino, onde se torna importante a influência marinha, em um cenário de descida do nível do mar à partir de uma escala temporal que varia de ~2215 anos cal AP até o presente.

Nesta fase, os resultados para o CPI se mantiveram em torno de 5 apontando para a prevalência do grupo de monocotiledôneas. Nesta fase, apenas a amostra 60 apresenta razão acima do índice cinco.

O PAQ nesta fase apresenta valores na faixa de 0,11 a 0,29, indicativo de contribuição terrígena, porém apontam em paralelo para fontes relacionadas a monocotiledôneas. Foram analisadas na composição desta fase 11 amostras, das quais apenas 1 (50cm) se encontra acima do índice 0,4, ressaltando a presença de macrófitas submersas e flutuantes.

ACL variou, nesta fase, de 27,9 a 29,2 apontando fortemente para a influência de plantas superiores de ciclo fotossintético C_3 (Ficken *et al.* 2000, Collister *et al.* 1994; Rommerskirchen *et al.* 2006). Entre as amostras analisadas nesta fase, apenas a amostra correspondente à profundidade de 40 cm registrou resultado acima do índice, 29. Nesse sentido, pode-se inferir que ocorre na área de estudo a presença de vegetação de mangue (Albergaria-Barbosa 2013).

O IA observado para esta fase encontra-se na faixa de 0,21 a 0,47. Este resultado demonstra a contribuição de plantas de ciclo fotossintético C_3 (Rommerskirchen *et al.* 2006), representado por vegetação ribeirinha (Albergaria-Barbosa 2013).

Para o testemunho URU2 foi possível observar mudança na composição da matéria orgânica em uma escala temporal, porém sempre em um contexto de mistura das fontes terrígenas e aquáticas. Os resultados apresentaram pelo menos duas fases deposicionais, que indicam mudanças na composição da matéria orgânica. A primeira fase está associada a período anterior a ~2250 anos cal AP e a segunda fase desde ~2250 anos cal AP até o presente.

Na primeira fase, a análise de facies sedimentares indicou a presença de *ripples*, laminação cruzada, acamamento heterolítico *wavy*, *flaser* e lenticular. Essa composição sedimentar, é característica de um ambiente de alta energia, com retrabalhamento por ondas marcado pela presença de depósitos de areia e silte em um maior percentual, o que pode indicar uma maior influência marinha em um período em que o nível relativo marinho se encontrava acima da posição atual (Angulo *et al.* 2006). Esse contexto é reforçado pelos dados isotópicos que nesta fase se encontram em uma faixa correspondente a uma maior influência marinha.

Na primeira fase ainda é possível observar uma variação na concentração de alcanos totais e IPC. Os valores obtidos para esta razão podem marcar a predominância do ambiente marinho visto que valores muito baixos de IPC também indicam fonte associada a microorganismos bacterianos (Meyers & Ishiwatari 1993), como cianobactérias. Albergaria-Barbosa (2013) aponta para o fato de que valores empobrecidos de IPC, estão associados à presença de monocotiledôneas. Neste estudo, apenas as amostras 0, 10, 60, 80, 160, 200 e 230 apresentaram valores acima de 5. O PAQ para esta fase, manteve-se dentro da faixa de 0,1-0,4, com uma tendência de diminuição, todavia, esses resultados indicam fonte biogênica associada a macrófitas emersas (Ficken *et al.* 2000, Sikes *et al.* 2009), o que remete a uma maior contribuição aquática. Carvalho (2019), a partir de um levantamento palinológico do estuário, observou elevadas taxas de esporos, grupo representado por Polypodiaceae e Pteridaceae, e destaca que estes índices remetam a ambiente mais úmido, possibilitando o transporte por meio aquoso. O ACL apresenta valores ao longo do testemunho que indicam uma tendência a diminuição, valores na faixa de 27,0-29,0 indicando a presença de plantas superiores do tipo C₃. Nesse sentido, Albergaria-Barbosa (2013) destaca que valores <29,0 são indicativos da presença de vegetação de mangue. Esse tipo de vegetação pode ter se estabelecido na área de estudo devido às condições de energia, salinidade e umidade ao longo da primeira fase, em um contexto de decida do nível relativo do mar. O IA manteve-se em uma faixa de valores abaixo de 0,5, relacionado a plantas de ciclo fotossintético C₃ (Rommerskirchen *et al.* 2003), marcando a presença de vegetação ribeirinha (Albergaria-Barbosa 2013).

Na segunda fase, a análise de facies indica a presença de acamamento heterolítico *wavy*, *flaser* e laminação paralela, com a presença de fragmentos de plantas e raízes, mantendo-se a predominância do percentual de silte, diminuição do conteúdo de areia e aumento do conteúdo de argila. O maior acúmulo no conteúdo de argila implica em um

ambiente de menor energia, que permite a deposição de um material particulado mais fino, intercalado com material de granulometria variando de areia média a muito grossa. Essa relação é marcada por um contexto de diminuição do nível relativo marinho em direção ao presente.

Os dados isotópicos na segunda fase demonstram um empobrecimento de $\delta^{13}\text{C}$, com enriquecimento do sinal da razão C:N, apontando para a migração de uma vegetação presente em um ambiente aquático estuarino para vegetação composta por plantas do tipo C_3 .

Os alcanos totais resultaram em valores menores do que os presentes na primeira fase, enquanto os valores do IPC tornam-se, paralelamente, ainda mais empobrecidos, mantendo a predominância de macrófitas, que compõe um tipo de vegetação aquática presente em ambientes de água doce, solobra e salgada. O PAQ nesta fase expressa uma diminuição relativa dos seus valores em relação a fase anterior, mantendo-se a influência aquática com presença de macrófitas emersas, submersas e flutuantes, porém com uma tendência que aponta para o aumento da contribuição de plantas terrígenas (Ficken *et al.* 2000), essa transição na composição da matéria orgânica é confirmada pelo ACL, onde é possível também observar um enriquecimento das concentrações relativas ao longo do testemunho sedimentar, acompanhado pelo empobrecimento das concentrações de IA da base em direção ao topo. As variações nas concentrações dessas razões apontam para a migração de um domínio vegetacional composto por macrófitas para plantas superiores do tipo C_3 , indicando alterações ambientais influenciadas por uma descida do nível relativo marinho e em um contexto de maior umidade na região, o que pode ter sido importante para o aumento da influência aquática com aporte de matéria orgânica oriunda do continente, transportada pelos rios. Carvalho (2019) aponta para uma diminuição das espécies relativas ao manguezal no Holoceno tardio, devido a uma migração de um ambiente marinho para aquático fluvial, possivelmente por um aumento na umidade local denotando a mudança de um clima mais seco no Holoceno inicial para mais úmido no Holoceno tardio. Esse aumento da umidade implicou diretamente em uma maior descarga fluvial modificando as condições biogeoquímicas necessárias para a manutenção e desenvolvimento de espécies de manguezal na região.

7.8 CONCLUSÕES

Com base nos dados sedimentares, isotópicos elementares, datação por ^{14}C e n-

alcanos foi possível observar variações ambientais que ocorreram desde pelo menos ~2662 anos cal AP na região de estudo, evidenciando variações na composição da matéria orgânica.

No testemunho MBN foi possível observar a transição de um ambiente aquático marinho para um ambiente terrestre e de água doce com menor energia e maior contribuição de plantas C₃ e monocotiledôneas, inferidos a partir do índice preferencial de carbono (CPI) e da produtividade aquática (PAQ). A presença de plantas do tipo C₃ é confirmada ainda pelos resultados referentes ao tamanho médio da cadeia (ACL), indicando também a presença de vegetação de manguezal. A estabilização e posterior descida do nível relativo marinho em direção ao presente, pode ter contribuído de forma significativa para o favorecimento de condições mais competitivas para o desenvolvimento de vegetação de mangue e vegetação ribeirinha na região, esta última caracterizada por um índice alcano (IA) menor que 0,5. Os dados isotópicos e elementares confirma o aumento da predominância de plantas de ciclo C₃ com influência aquática tanto pela razão C:N como pela análise de $\delta^{15}\text{N}$. Esses dados apontam para uma mistura de plantas terrestres e matéria orgânica aquática. Na terceira fase, a partir do CPI e PAQ, foi observada a diminuição acentuada da influência marinha com o aumento da influência terrestre, sendo marcante a presença de monocotiledôneas na região, podendo ser associada a gramíneas observadas na área de estudo. A presença de manguezal é observada pelos resultados relativos ao ACL com valores menores que 29, representada principalmente por *Laguncularia*, e em menor proporção por *Rhizophora*.

Para o testemunho URU2 foi observar indícios de um ambiente marcado por uma maior influência aquática estuarina, com forte presença de ondas e marés, associados a uma alta taxa de sedimentação, resultado de um ambiente de alta energia, com a presença de microrganismos característicos de ambiente marinho. Neste testemunho foi possível observar também alterações ambientais relacionadas à descida do nível relativo marinho e aumento da umidade, que implicou no aumento da influência aquática fluvial, marcada pela presença de macrófitas, modificando a composição da matéria orgânica sedimentar. Essas mudanças são marcadas pela diminuição da energia do sistema, associada a uma menor taxa de sedimentação com aumento da influência de plantas superiores de ciclo fotossintético C₃, provenientes do continente em um contexto de maior umidade que alterou aspectos físico-químicos relevantes para manutenção dos manguezais na região, ocasionando sua retração desde pelo menos ~2250 anos cal AP.

Nesse sentido, os resultados indicam a transição de um ambiente aquático dominado por ondas e marés, para um ambiente de menor energia com composição associada a fontes

terrígenas, em um contexto de descida do nível relativo marinho e maior oferta de sedimentos do continente, transportados por vias fluviais, que por sua vez, apresentaram um maior influxo devido a condições mais úmidas na atualidade.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará, ao Instituto Federal do Espírito Santo, à Universidade Federal da Bahia e ao Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC-UFPA). Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código Financeiro 001.

REFERÊNCIAS

- Albergaria-Barbosa A. C. R. 2013. Avaliação da influência do canal do Valo Grande na composição molecular e isotópica da matéria depositada no Sistema Estuarino Lagunar de Cananéia-Iguape-SP. PhD Theses, Oceanografia Química e Geológica, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126p.
- Angulo R. J., Lessa G. C., Souza M. C.de. 2006. A critical review of mid-to late-Holocene sealevel fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25(5-6): 486- 506. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.03.008>.
- Arai M. 2006. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Geologia USP Série Científica* 6, 1–6
- Asmus H. E., Gomes J. B., Pereira A. C. B. 1971. Integração geológica regional da Bacia do Espírito Santo. *In: SBG, 25º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. Anais[...]*. v. 3, p. 235-252.
- Bernini E. *et al.* 2006. Composição química do sedimento e de folhas das espécies do manguezal do estuário do Rio São Mateus, Espírito Santo, Brasil. *Revista Brasileira de Botânica*, **29**: 689–699.
- Blumer M., Blumer W., Reich T. 1977a. Polycyclic aromatic hydrocarbons in soil of a mountain valley: Correlation with highway traffic and cancer incidence. *Environ. Sci. Technol.*, **11**: 1082–1084.
- Blumer M., Guilard R. R. L., Chase T. 1971. Hydrocarbons of marine phytoplankton. *Marine Biology.*, **8**: 183-189.
- Brassel S. C. 1993. Application of biomarkers for delineating marine paleoclimatic

fluctuations during the Pleistocene. In: Engel M. H. & Macko S. A. *Organic geochemistry: principles and applications*. New York, Plenum, p. 699-738.

Buso Junior A.Á., Castro D., Macario K. 2014. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **415**: 48–58. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.12.001>

Bush M.B., Silman M.R., Listopad C.M.C.S., 2007. A regional study of Holocene climate change and human occupation in Peruvian Amazonia. *Journal of Biogeography* **34**, 1342–1356.

Bush, M.B. and Colinvaux, P.A. 1988: *A 7000-year pollen record from the Amazon lowlands, Ecuador*. *Vegetatio* **76**, 141–54

Camargo M.G. 2006. SYSGRAN para Windows: Sistema de análises granulométricas.

Carvalho L.M.V., Jones C., Liebmann B. 2004. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, **17**: 88–108.

Carvalho V. R. 2019. *A dinâmica da vegetação nas planícies de maré do delta do rio doce durante o holoceno tardio*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará.

Conley D.J., Carstensen J., Aigars J., Axe P., Bonsdorff E., Eremina T., Haahti B.-M., Humborg C., Jonsson P., Kotta J., Lännegren C., Larsson U., Maximov A., Medina M.R., Lysiak-Pastuszak E., Remeikaitė-Nikienė N., Walve J., Wilhelms S., Zillén L. 2011. Hypoxia is increasing in the coastal zone of the Baltic Sea. *Environmental Science & Technology* **45** (16): 6777–6783. <https://doi.org/10.1021/es201212r>.

Cohen M. C.L. & Lara R. J. 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazonia: Application of GIS and remote sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management*, **11**: 223-231.

Colinvaux P., Oliveira P.E.de, Patiño J.E.M. (eds.) 1999. *Amazon Pollen Manual and Atlas*. Dordrecht, Harwood Academic Publishers, 332 p.

Collister J. W., Lichtfouse E., Hieshima G., Hayes J. M. 1994. Partial resolution of sources of *n*-alkanes in the saline portion of the Parachute Creek Member, Green River Formation (Piceance Creek Basin, Colorado). *Organic Geochemistry*, **21**(6/7): 645- 659,

Derrien M., Yang L., Hur J. 2017. Lipid biomarkers and spectroscopic indices for identifying organic matter sources in aquatic environments: a review. *Water Research*, **112**: 58–71.

Dominguez J.M.L. 2009. The Coastal Zone of Brazil. In: Dillenburg S. R. & Hesp P. A. (eds.). *Geology and geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Berlin, SpringerVerlag, p. 17–51.

- Dominguez J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., Martin, L. 1992. 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.
- Ficken K.J., LI, B., Swain D.L., Eglinton G. 2000. An *n*-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Organic Geochemistry*, **31** (7/8): 745–749.
- França M. C., Cohen M. C. L., Pessenda L. C. R., Rossetti D. F., Lorente F. L., Buso Junior A. Á., Guimarães J. T. F., Friaes Y., & Macario K. (2013). Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. *Catena*, **110**, 59–69. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.06.011>
- França M. C., Alves I. C. C., Cohen M. C. L., Rossetti D. F., Pessenda L. C. R., Giannini P. C. F., Lorente F. L., Buso Junior A. Á., Bendassolli J. A., & Macario K. (2016). Millennial to secular time-scale impacts of climate and sea-level changes on mangroves from the Doce River delta, Southeastern Brazil. *Holocene*, **26**(11):1733–1749. <https://doi.org/10.1177/0959683616645938>
- Freitas H.A., Pessenda L.C.R., Aravena R., Gouveia S.E.M., de Souza R.A., Boulet R. 2001. Late Quaternary vegetation dynamics in the southern Amazon Basin Inferred from carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, **55**: 39–46.
- Giri C., Ochieng E., Tieszen L.L., Zhu Z., Singh A., Loveland T., Masek J., Duke N. 2011. Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data. *Glob. Ecol. Biogeogr.*, **20**: 154–159. <https://doi.org/10.1111/j.1466-8238.2010.00584.x>
- Guimarães, L.M. Mudanças temporais na qualidade da matéria orgânica depositada no estuário do rio Itapicuru-BA, Brasil. *MS Dissertation*. Programa de pós-graduação em geoquímica, petróleo e meio ambiente. Salvador, 2018.
- Jiang Q., Liu D., Gong Y., Wang Y., Sun S., Gui Y., Song, H. 2009. yap is required for the development of brain, eyes, and neural crest in zebrafish. *Biochemical and Biophysical Research Communications*. **384** (1):114-119.
- Maia L. P. *et al.* 2006. Atlas dos Manguezais do Nordeste do Brasil [S.l.,s.n.].
- Martin L., Dominguez J. M. L., Bittencourt A. C. S. P. 2003. Fluctuating Holocene sea-levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, Royal Palm Beach, **19**, p. 101-124.
- Martin L. & Suguio K., 1992. Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach-ridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **99**, 119–140.
- Meyers P.A. & Ishiwatari R. 1993. Lacustrine organic geochemistry: an overview of

indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry*, **20**, (7): 867-900.

Munsell Color, 2009. *Munsell Soil Color Charts*. New Revised edition. Macbeth Division of Kollmorgen Instruments, New Windsor, NY.

Peixoto A. L.; Gentry A. 1990. Diversidade e composição florística da mata de tabuleiros na Reserva Florestal de Linhares (Espírito Santo, Brasil). *Rev. Brasileira de Botânica*, **13**:19– 25.

Pessenda L.C.R., Aravena R., Melfi A.J., Boulet R., 1996. The use of carbon isotopes (C-13, C-14) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. *Radiocarbon*, New Haven, **38**, (2):191-201.

Posamentier H.W., Walker R.G. 2006. *Facies Models Revisited*. Special Publication, **84**.

Resmi P., Manju M.N., Gireeshkumar T.R., Ratheesh Kumar C.S., Chandramohanakumarad N. 2016. Source characterisation of Sedimentary organic matter in mangrove ecosystems of northern Kerala, India, Inferences from bulk characterisation and hydrocarbon biomarkers. *Marine Science*. **7** : 43-54.

Rommerskirchen F., Eglinton G., Dupont L., Rullkötter J. 2006. Glacial/interglacial changes in southern Africa: Compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ land plant biomarker and pollen records from southeast Atlantic continental margin sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **7** (8): 115-125.

Remeikaitė-Nikienė N., Lujanienė G., Malejevas V., Barisevičiūtė R., Žilius M., Garnaga-Budrė G. y Stankevičius A. 2016. Distribution and sources of organic matter in sediments of the south-eastern, Baltic Sea. *J. Mar. Syst.* **157**, 75-81.

Rommerskirchen F., Eglinton G., Dupont L., Güntner U., Wenzel C., Rullkötter J. 2003. A north to south transect of southeast Atlantic continental margin sediments: relationship between aerosol transport and compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ plant biomarker and pollen records. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **4** (12):1–29.

Saia S.E.M.G. 2006. *Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no quaternário tardio com base em estudo multi/interdisciplinar no vale do ribeira (sul do estado de são paulo)*, Thesys (CENA–USP). 119 pp.

Schefuß E., Ratmeyer V., Stuut J.B.W., Jansen J.H.F., Damsté J.S.S. 2003. Carbon isotope analyses of *n*-alkanes in dust from the lower atmosphere over the central eastern Atlantic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**: 1757-1767.

Silva G. C. & Nascimento M. T. 2001. Fitossociologia de um remanescente de mata sobre tabuleiros no norte do estado do Rio de Janeiro (Mata do Carvão). *Revista Brasileira de Botânica*, São Paulo, **24** (1): 51-62.

Sikes E.L., Uhle M.E., Nodder S.D., Howard M.E.2009. Sources of organic matter in a coastal

marine environment: evidence from *n*-alkanes and their $\delta^{13}\text{C}$ distributions in the Hauraki Gulf, New Zealand. *Marine Chemistry*, **113** (3/4): 149-163.

Suguio K. & Martin L. 1978. Formações quaternárias marinhas do litoral Paulista e sul-fluminense. in: *International Symposium On Coastal Evolution In The Quaternary*, 1978, São Paulo. Abstracts... São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. **1**: 1-5.

Suguio K., Martin L., Dominguez J. M. L. 1982. Evolução da planície costeira de Rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. In: *Simpósio do Quaternário do Brasil*. 1982, Rio de Janeiro. *Anais[...]*, p. 93-116

Suguio K. 1973. *Introdução a sedimentologia*. São Paulo, Ed. Edgard Blucher; EDUSP, 317p.

Turenne J.F. 1988. Soil organic matter and soil fertility in tropical and subtropical soil. In: Maltby E. & Wollerser T. (ed.). *Soil in their management: a sino-european perspective*. London: *Elsevier Applied Science*, p. 255-272.

Veloso, H. P.; Rangel Filho, A. L. R.; Lima, J. C. A. 1991. *Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal*. Rio de Janeiro: IBGE, 123p.

Wentworth C.K., 1922. *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. *Journal of Geology*, **30**: 377-392.

Wade T. L. & Cantillo Y. A. 1994. *Use of standards and reference material in the measurement of chlorinated hydrocarbon residues*. NOAA Technical Memorandum NOS ORCA, (77):1-59.

Wang S., Liu G., Yuan Z.D.A.C. 2018. *n*-Alkanes in sediments from the Yellow River Estuary, China: Occurrence, sources and historical sedimentary record. *Ecotoxicology and Environmental Safety*. **150**: 199-206, 15 April 2018.

Yang P., Wang C., Meyers P. A. 2017. Origins of biomarker aliphatic hydrocarbons in sediments of alpine Lake Ximencuo, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **475**: 106-114.

Zhang Z., Zhao M., Eglinton G., Lu H., Huang C-Y. 2006. Leaf wax lipids as paleovegetational and paleoenvironmental proxies for the Chinese Loess Plateau over the last 170 kyr. *Quaternary Science Reviews*, **25** (5/6) : 575-594,

REFERÊNCIAS

- Absy M.L., Cleef A., Fournier M., Martin L., Servant M., Sifeddine A., Ferreira da Silva M., Soubies F., Suguio K., Turcq B., Van Der Hammen T.H., 1991. Mise en evidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60,000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.312 (Serie II): 673–678.
- Albergaria-Barbosa A. C. R. 2013. *Avaliação da influência do canal do Valo Grande na composição molecular e isotópica da matéria orgânica depositada no Sistema Estuarino-Lagunar de Cananéia-Iguape-SP*. PhD Theses, Oceanografia. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 144 p.
- Amaral P.G.C., Ledru M.P., Branco F.R., Giannini P.C.F. 2006. Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **241**(3):608–620.
- Andrade V. H. F. 2015. *Modelos de crescimento para *Hymenaeacourbaril* L. e *Handroanthusserratifolius* (Vahl) S.O. Grose em floresta de terra firme utilizando análise de anéis de crescimento*. MS Dissertation, Engenharia Florestal, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 73p.
- Angulo R.J., Lessa G.C., Souza M.C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quat. Sci. Ver.*, **25**(5-6): 486–506.
- Barberi M., Salgado-labouriau M.L., Suguio K. 2000. Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Águas Emendadas”, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, **13**:241-254.
- Berner R. A. & Raiswell R. 1983. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**:855–862.
- Berner R. A. & Raiswell R. 1984. C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. *Geology*, **12**:365–368.
- Behling H. 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Review of Paleobotany and Palynology*, **99**:143-145.
- Behling H. & Costa M.L. 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, eastern Amazon Basin. *Quaternary Research*, **53**(3): 369 – 377.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2001. Studies on Holocene mangrove ecosystem development and dynamics of the Bragança Peninsula in northeastern Pará, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**: 225-242
- Behling H. 2002. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **177**:19-27
- Bernini E.S.M.A., Carmo T.M., Cuzzuol G.R.F. 2006. Composição química do sedimento e de folhas das espécies do manguezal do estuário do rio São Mateus, Espírito Santo, Brasil. *Rev Bras Bot.* v. **29**: 686- 699.

- Berreta M. S. R. A. 2007. *Qualidade das águas da Lagoa do Imaruí e dos efluentes da Carcinicultura - Laguna, SC*. MD Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 164p.
- Bittencourt A.C.S.P., Martin L., Vilas-Boas G.S., Flexor J.M. 1979. Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil) *In: SBG, Simpósio Internacional sobre Evolução Costeira no Quaternário, Atas[...]*, p. 232 – 253.
- Bittencourt A.C.S.P., Livramento F.C., Dominguez J.M.L., Silva I.R. 2010. *Tendência de longo prazo à erosão costeira num cenário perspectivo de ocupação humana: litoral norte do estado da Bahia*. *Revista Brasileira de Geociências* **40** (1), 125-137.
- Blumer M., Blumer W., Reich T. 1977. Polycyclic aromatic hydrocarbons in soils of a mountain valley: correlation with highway traffic and cancer incidence. *Environmental Science and Technology*. **11**: 1082-108.
- Blumer M., Guilard R. R. L., Chase T. 1971. Hydrocarbons of marine phytoplankton. *Marine Biology*, **8** :183-189.
- Blasco F. 1984. Mangrove evolution and palinology - S.C. *In: Snedaker e J.G. & Snedaker (eds) The mangrove ecosystem: research methods*. UNESCO, United Kingdom. p. 36-49.
- Blasco F., Saenger P., Janodet E. 1996. Mangrove as indicators of coastal change. *Catena* **27**: 167–178.
- Boutton T.W. 1991. Stable carbon isotopes ratios of natural materials. II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environmental. *In: Coleman D.C. & Fry B. (ed.). Carbon isotopes techniques*. New York, Academic Press, p.155-171
- Broecker W.S. 2003. Radiocarbon. *In: Turekian K. K. & Holland H. D. (ed.). Treatise on geochemistry*. San Diego, Elsevier. v. 4, p. 245-260.
- Bradley R. S. 1999. *Paleoclimatology reconstruction climates of the Quaternary*. Harcourt" San Diego (USA), Academic Press. p. 613
- Buso Jr. A.A. 2010. *Dinâmica ambiental holocênica (vegetação, clima e nível relativo marinho) baseada em estudos interdisciplinares de alta resolução, no litoral norte do estado do Espírito Santo*. Piracicaba (USP). p. 190.
- Buso Junior, A. A., Pessenda L. C. R., Oliveira, P. E. de, 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., Franca M. C. , Guimaraes J. T. F. , Siqueira G. S. 2013b. From an estuary to a Freshwater Lake: a Paleo-Estuary Evolution in the Context of Holocene Sea-Level Fluctuations, Southeastern Brazil. *Radiocarbon*, **55**: 1735-1746.
- Camargo M.G. 2006. *Sysgran para Windows: Sistema de análises granulométricas*. Disponível em: www.cem.ufpr.br . Acessado 25.04.2018.
- Casado A.I. 2019. *Dendrocronología: contando anillos*. Disponível em: <https://geolodiaavila.com/2019/12/17/dendrocronologia-contando-anillos/>. Acesso em: 01/11/2020.

- Cohen M.C.L. & Lara R.J. 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazônia: application of GIS and remote sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management*, **11**:223-231.
- Cohen M.C.L., Souza Filho P.W., Lara R.L., Behling, H., Angulo, R., 2005a. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management* **13**, 433–443.
- Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J. 2005b. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: the relative sea-level and the little Ice Age. Review *Palaeobotany Palynology* **136**: 93–108
- Cohen M.C.L., Lara R.J., Smith C.B., Angélica R.S., Dias B.S., Pequeno T. 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, Northern Brazil, during the last 1000 years. *Catena* **76**: 70-77
- Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J., Smit C.B., Matos, H.R.S., Vedel V. 2009a. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany*, p. 10-20.
- Cohen M. C. L., Pessenda L.C.R., Behling H., Rossett I D.F., França M.C., Guimarães J.T.F., Friaes Y.S., Smith C.B. 2012. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quat. Scn. Rev.*, **55**: 50-58
- Cohen M.C.L., Figueiredo B.L., Oliveira N.N., Fontes N. A, França M. C., Pessenda Luiz C.R., Souza A. V., Macario K., Giannini P.C.F., Bendassoll, J.A., Lima P. 2020. Impacts of Holocene and modern sea-level changes on estuarine mangroves from northeastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, **45** : 375-392.
- Coulinvaux P., Oliveira P.E.de, Patiño J.E.M. 1999. *Amazon pollen Manual and Atlas =Manual e atlas palinológico da Amazônia*. Amsterdam, Harwood Academic Publishers, 332 p.
- Cox S.J.D. & Richard S.M. 2005. A formal model for the geologic time scale and global stratotype section and point, compatible with geospatial information transfer standards *Geosphere*, **1** (3): p. 119-137.
- Cox S.J.D. & Richard S.M. 2015. A geologic timescale ontology and service. *Earth Science Informatics*, **8**: 5-19.
- De Boni L.A.B. & Goldani E. 2007. *Introdução clássica à química*. Rio de Janeiro, Grupo Tchê Química; Consultoria educacional LTDA.
- Dillenburg S. R., Barboza E. G., Tomazelli L. J., Ayup-Zouain R. N., Hesp P. A., Clerot L. C. P. 2009. The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. *In: Geology and geomorphology of Holocene coastal Barriers of Brazil*, [S.l.], Springer. p. 53–91.
- Douglas A. E. 1940. Tree-Ring dates from the Forestdale Valley, East-Central Arizona" *Tree-Ring Bulletin* **7**(2): 21-28.
- Douglas A. E. 1944, *Tabulation of Dates for Bluff Ruin"* *Tree-Ring Bulletin*, **9** (2): 123-130.

- Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Santos A.N., Andrade A.C.S., Lavenere-Wanderley A.A.O., Silva I.R., Queiroz I.G., Freitas L.M.B., Nascimento L., Silva R.P. 2006. Bahia. In: Muehe D. (ed.). *Erosão e progradação do litoral brasileiro*. Brasília,DF, Ministério do Meio Ambiente, p. 220-225.
- Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Leão Z.M.A.N, Azevedo A.E.G. 1990. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, **20**(1-4):208-215
- Duarte C.M., Dennison W.C., Orth R.J.W.; Carruthers T.J.B. 2008. The charisma of coastal ecosystems: addressing the imbalance. *Estuaries and Coasts*. **31** :233–238.
- Duke N. C. 1998. Biodiversit Hot Spots, Ancestral Discontinuities, and Common Eveloutionary Processes. In: *Mangrove ecosystems: a global biogeographic perspective*. [S.l.], Springer Editors, Chapter 2, p. 17-53.
- Eglinton G. & Parker M. Z. 1993. Lipid biomarkers in biogeochemistry. Future roles? *Mar. Geol.* **113**:141-145.
- Egliton G. & Hamilton R. J., 1967. Leaf Epicuticular waxes. *Science*, **156**: 1322-1334.
- Ehleringer J.R., Sage R.F., Flanagan L.B., Pearcy R.W. 1991. Climate change and the evolution of C4 photosynthesis. *Trends in Ecology and Evolution*, **6**:95-99.
- Dove H. & Mayes R. 1991. The use of plant wax alkanes as marker substances in studies of the nutrition of herbivores: a review. *Australian Journal of Agricultural Research* **42**(6): 913 - 952
- Esqueviel Marcos Santos. 2006. *O Quaternário costeiro do município de Conde: implicações para a gestão ambiental*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Bahia, 103 p.
- Farias F. F. 2014. *Condições de sedimentação e preenchimento dos estuários Itapicuru e Real, litoral Norte do Estado da Bahia, Brasil*. PhD theses, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. 123 p.
- Feltre R. 2004. *Química geral*. 6ª ed. São Paulo, Moderna, v.2.
- Ferrazzo M., Bauermann S.G., Leipnitz I.I. 2008. Palinomorfos não polínicos provenientes de depósitos quaternários do delta do rio Doce, Espírito Santo, Brasil. Parte 1. *Journal of Geoscience*, **4**(2): 78 – 87.
- Ficke K.J. & Farrimond P. 1995. Sedimentary lipid geochemistry of Framvaren: Impacts of a changing environment. *Mar. Chem.*, **51**: 31–43, doi:10.1016/0304-4203(95) 00045-S.
- Ficken K. J., Swain D. L., Eglinton G. 2000. An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Organic Geochemistry*. **31** (7/8): 745–749.
- Freitas S. *et al.* 2001. Tradução e adaptação para o português da Escala de Compulsão Alimentar Periódica. *Brazilian Journal of Psychiatry*, **23**: 215-220.
- Fritts H. C. 1976. *Tree rings and climate*. London, Academic Press, 567 p.

- Fonseca G. & Netto S. 2006. Shallow sublittoral benthic communities of the Lagun estuarine system, south Brazil. *Brazilian journal of oceanography*, **54**(1):41-54.
- Fontes N.A. 2015. *Os efeitos da subida do nível do mar sobre os manguezais do litoral Sul da Bahia durante o Holoceno*. MS Dissertation, PPGG Geol. e Geoqui., UFPA, xv, 66p.
- Fontes N. A., Moraes C. A., Cohen M. C. L., Alves I., Charles C. , França M. C. , Pessenda L. C. R., Francisquin, M. I. Bendassolli J. A. ; Macario K., Mayle F. 2017 . The Impacts Of The Middle Holocene High Sea-Level Stand And Climatic Changes On Mangroves Of The Jucuruçu River, Southern Bahia - Northeastern Brazil. *Radiocarbon*, **59**: 215-230.
- França M.C., Alves I.C.C., Castro D.F., Cohen M.C.L., Rossetti D.F., Pessenda L.C.R., Lorente F.L., Fontes N.A., Buso Jr. A.A., Giannini P.C.F., Francisquini M.I.da. 2015. A Multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, Southeastern Brazil, due to climatic and sea-level changes during the late Holocene. *Catena*, Elsevier, **128**:155-166.
- 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., 2013. Mangrove dynamics in response to sea- level changes on Holocene terraces of the Doce River, Southeastern Brazil. *Catena*. **54**(1):41-54
- França M.C., Pessenda L.C.R., Cohen M.C.L., Azevedo A., Fontes N. A, Borges F.A., De Melo J.C.F., Piccolo M. de C., Bendassolli J.A., Macario K. 2019. Late-Holocene subtropical mangrove dynamics in response to climate change during the last millennium. *Holocene*, **29**: 445-456.
- Francisquini M.I., Lima C.M., Pessenda L.C.R., Rossetti D.F., França M.C., Cohen M.C.L. 2014. Relation between carbon isotopes of plants and soil on Marajo Island, a large tropical island: implications for interpretation of modern and past vegetation dynamics in the Amazon region. *Paleogeogr., Paleoclimatol. Paleoecol.*, Amsterdam, **415**:91-104.
- Freitas H.A., Pessenda L.C.R., Aravena R., Gouveia S.E.M., Ribeiro A.S., Boulet R. 2001. Late Quaternary vegetation dynamics in the Southern Amazon Basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Res.* **55**: 39-46.
- Garcia-Valinas M.A., Macintyre A., Torgler B. 2012. Volunteering, pro-environmental Attitudes and norms. *Elsevier*. V. **41** (4): p. 455-467.
- Giannini P.C.F. 1993. *Sistemas deposicionais no Quaternário costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal de São Paulo.
- Giannini P.C.F. 2002. *Complexo lagunar centro-sul catarinense. Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. In: Schobbenhaus C., Campos D.A., Queiroz E.T., Winge M., Berbert-Born M. (eds.). DNPM, SIGEP – Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleontológicos, p. 213–222 Disponível em: www.unb.br/ig/sigep.
- Giannini P. C., Guedes C. C., Assine M. L., Angulo R. J., Souza M. C., Pessenda L. C., Tatum S. H. 2003. Variação transversal e longitudinal de propriedades sedimentológicas nos cordões litorâneos da ilha Comprida, litoral sul paulista. In 9º Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Abequa, *Anais*[...].

- Giannini P.C.F., Sawakuchi A.O., Martinho C.T., Tatum S.H. 2007. Eolian depositional episodes controlled by Late Quaternary relative sea level changes on the Imbituba-Laguna coast (southern Brazil). *Marine Geology*. **237** (3-4): 143–168.
- Giri C., Long J., Tieszen L. 2011a. Mapping and monitoring Louisiana's mangroves in the aftermath of the 2010 Gulf of Mexico oil spill. *J. Coast. Res.* **27**: 1059 -1064.
- Grissino-mayer, H.D. 1996. Ultimate tree-ring web pages. *Principles of dendrochronology*. (Última atualização em setembro de 2003).
- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., Pessenda L C.R., França M.C., Smith C.B., Nogueira A.C.R. 2012. Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. *The Holocene*, **22**(3):359–370.
- Guimarães L.M. 2018. *Mudanças temporais na qualidade da matéria orgânica depositada no estuário do rio Itapicuru-Ba, Brasil*. MS Dissertação, Petróleo e Meio Ambiente. Universidade Federal da Bahia, Salvador, 51p.
- Hanson K. & Maul G. 1989. Analysis of the historical meteorological record at Key West, Florida (1851-1986) for evidence of trace gas induced climate change. In: Maul G. (ed.). *Implication of climatic changes in the wider Caribbean region*. Unep/IOC regional task team report, p. 63-71.
- Hedges J.J., Keil R.G., Benner R.1997. What happens to terrestrial organic matter in the ocean? *Organic Geochemistry* **27** (5-6): 195-212.
- Hesp P.A., Giannini P.C.F., Martinho T.C., Silva G.M. Asp Neto N.E. 2009. *The Holocene Barrier Systems of the Santa Catarina Coast, Southern Brazil. Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil* p. 93-133. (Series Lecture Notes in Earth Sciences, v. 107).
- Holmes R. L. 1983. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bulletin, Tucson*, **43**: 69-75.
- Hooghiemstra H. 1984. Vegetational and climatic history of the High Plain of Bogotá, Columbia: a continuous record of the last 3, 5 million years. p.1- 368. (Dissertation botanicae (Bd. 79).
- Horn Filho N.H. 2003. Setorização da Província Costeira de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. *Geosul* **18** (35): 71–98.
- Horn Filho N.O., Schmidt A.D., Benedet C., Neves J., Pimenta L.H.F., Paquette M., Alencar R., Silva W.B., Vellela E., Genovez R., Santos C.G. 2014. Estudo Geológico dos Depósitos Clásticos Quaternários Superficiais da Planície Costeira de Santa Catarina, Brasil. *Gravel*, **12** (1):41-107.
- Hutchings P. & Saenger P. (ed.) 1987. *Ecology of mangroves*. Brisbane, University of Queensland Press, 388 p.
- Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidad-ICMBIO. 2018. *Atlas dos Manguezais do Brasil*. Brasília, DF, Instituto Chico Mendes de Conservação da

- Biodiversidade. <https://www.icmbio.gov.br>.
- Instituto Nacional de Meteorologia-INMET. 2017. Estação meteorológica de observação. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br>. Acesso em: 30.01.2020.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1987. *Carta do Brasil. Folha SE-24 Rio Doce*: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, IBGE, p. 548 (Projeto RADAMBRASIL).
- Jong A.F.M. & Mook W.G. 1980. Medium-term atmospheric ^{14}C variations, in Stuiver M and Krars. Eds, Internatl ^{14}C conf, 10th, *Proc: Radiocarbon*, **22** (2): 267-272.
- Kanieski M. R., Galvão F., Roig F.A., Botosso P.C. 2017. Dendroecologia de *Sebastiania commersoniana* (Baill.) L.B.S M. & *Downs e Hoveniadulcis* Thunb. em uma área degradada na floresta ombrófila mista aluvial, Sul do Brasil. *Ciência Florestal*, Santa Maria, **27**(4): 1201-1215.
- Kao W.Y., Shih C.N., Tsai T.T. 2004. Sensitivity to chilling temperatures and distribution differ in the mangrove species *Kandelia candel* and *Avicennia marina*. *Tree Physiol*, **24** : 859-864
- Killops S. D. & Killops V. J. 2005. *Introduction to organic geochemistry*. 2nd ed. Oxford, blackwell publishing, 393 p. ISBN 0 632 06504 4.
- Kjerfve B. & Magill K.E. 1989. Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons. *Marine Geology*, **88** (3-4): 187–199.
- Köppen W. 1948. *Climatologia: con un estudio de los climas de la tierra*. México, Fondo de Cultura Econômica. 479p.
- Krauss K.W., Lovelock C.E., McKee K.L., López-Hoffman L., Ewe S.M.L., Sousa W.P. 2008. Environmental drivers in mangrove establishment and early development: A review. *Aquatic Botany* **89**: 105-127.
- Lamb A.L., Wilson G.P., Leng M.J. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sealevel reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science. Reviews*, **75**(1):29–57.
- Lar R. J. & Cohen M.C.L. 2006. Sediment porewater salinity and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrology-based empirical model. *Wetlands Ecology and Management*, **14**(4): 349-358.
- Lara R.J. & Cohen M.C.L. 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. *Climatic Change* **94**: 399–408.
- Ledru M.P. 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. *Quaternary Research* **39**: 90–98.
- Ledru. M.P., Salgado-Labouriau M.L., Lorscheitter M.L. 1998. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10.000 yr B.P. *Review of Palaeobotany and Palynology*. Amsterdam. **99** : 131-142
- Ledru M.P., Mourgullxrt P., Riccomini C. 2009. Related changes in biodiversity. insolation

and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Amsterdam. **271**: 140-152.

Lima K.C. 2017. *O Holoceno superior na bacia do rio itapicuru (bahia/Brasil)*: proposição de cenário para o baixo curso e planície costeira. PhD Theses, Uni. Fed. de Campinas - UNICAMP, Instituto de Geociências.

Libby W.F., Anderson E.C., Arnold J.R. 1949. Age determination by radiocarbon content: worldwide assay of natural radiocarbon. *Science*, Washington, DC, **109** : 227-228.

Libes S. M. 1992. *An introduction to marine biogeochemistry*. [S.l.], Ed Wiley

Lloyd J. & Farquhar G.D. 1994. ^{13}C discrimination during CO_2 assimilation by the terrestrial biosphere. *Oecologia*, v.**99**:201-215.

Lorente F. L. *et al.* 2014. Palynofacies and stable C and N isotopes of Holocene sediments from Lake Macuco (Linhares, Espírito Santo, southeastern Brazil): depositional settings and palaeoenvironmental evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **415** : 69-82.

Lourenço R.A. 2003. *Metodologia para a determinação de biomarcadores geoquímicos orgânicos em sedimentos - hidrocarbonetos alifáticos e aromáticos, esteróis e alquenonas*. MS Dissertation, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, USP/SP, 101p.

Lopez L. & Villalba R. 2016. Reliable estimates of radial growth for eight tropical species based on wood anatomical patterns. *Journal of Tropical Forest Science*. **28**: 139-152.

Ma C., Kale A.S., Zhang, J., Ma X., 2023. A knowledge graph and service for regional geologic time standards. *Geoscience Frontiers*, **14** (5): 101453.

Martinelli L.A., Ometto J.P.H.B., Ferraz E.S., Victoria R.L., Camargo P.B., Moreira M.Z. 2009. *Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis*. São Paulo, Oficina de Texto, 144p.

Martinho C.T. 2004. *Morfodinâmica e sedimentologia de campos de dunas transgressivos da região de Jaguaruna-Imbituba, SC*. MS Dissertation, Universidade de São Paulo.

Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Vilas Boas G.S., Flexor J.M. 1980. *Mapa geológico do quaternário costeiro do estado da Bahia – 1:250.000*: texto explicativo. Salvador, Secretaria das Minas e Energia; Coordenação da Produção Mineral.

Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P. 1996. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazil Coast: consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**:303–354.

Maslin M.A. & Burns S.J. 2000. Reconstruction of the Amazon basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science*, **290**: 2285–2287

Mattos P.P. & Botosso P.C. 2003. Dendrocronologia. *In*: 1ª Semana do Estudante Universitário. Colombo, Florestas e Meio Ambiente, Embrapa. (Apostila). p. 1-5.

Meyers P.A. & Ishiwatari R. 1993. Lacustre organic geochemistry – na overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry*, Oxford,

20 (7): 867-900.

Meyers P.A. 1994. Preservation of source identification of sedimentary organic matter during and after deposition. *Chemical Geology*, Amsterdam, **114**: 289-302.

Meyers P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic geochemistry* **27** (5-6): 213-250.

Michalak J. 2005. Topological conceptual model of geological relative time scale for geoinformation systems. *Comput. Geosci.*, **31**: 865-876.

Milne G.A. & Bassett E. 2005. Modeling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews* **24** (10-11): 1183- 1202.

Miranda L.B, Castro B.M., Kjerfve B. 2002. *Princípios de oceanografia física de estuários*. São Paulo, EDUSP, 424 p. (v. 42).

Moraes C.A. 2017. *Processos autocíclicos e alocíclicos afetando os registros da paleoflora da foz do Rio Jucuruçu, litoral sul da Bahia, durante os últimos 1000 anos*. MS Dissertation, Instituto de Geociências (UFPA), 63p.

Muehe D. & Neves C. F. 1995. The implication of sea level rise on the Brazilian coast: a preliminary assessment. *Journal of Coastal Research*, **14**: 54-78

Munareto F.F. 2007. *Dendroclimatologia de quatro espécies florestais nativas com potencial silvicultural e econômico*. MS Dissertation, Programa de Pós-graduação em Engenharia Florestal, Universidade Federal de Santa Maria/RS.

Nave C. R. 2006. *Hypersphysics*. Atlanta, Georgia State University. Disponível em: <http://hyperphysics.phyastr.gsu.edu/hbase/hframe.html>. Acesso em 09 março 2018.

O'Leary M. H. 1988. Carbon isotopes in photosynthesis. *Bioscience*, **38**(5): 328-336

Owens N. J. P. 1988. Natural variations in ^{15}N in the marine environment. *Advances in Marine Biology*, Academic Press, **24**: 389-451.

Orselli J. 1986. Climatologia. In: Gaplan-SC. *Atlas de Santa Catarina*. Rio de Janeiro, p. 38-39.

Osmond C.B., Winter K., Ziegler H. 1982. Functional significance of different pathways of CO_2 fixation in photosynthesis. In: *Encyclopedia of plant physiology, new series volume 12b physiological plant ecology II. Water relations and carbon assimilation*. Berlin, Germany.p. 479–547.

Osterrieth M., Cecchet F. A., Felipe P. L. L., Brustolin L. T., Rasbold G.G., Monteiro R. 2015. Estudos paleoambientais interdisciplinares: dinâmica da vegetação, do ambiente marinho e inferências climáticas milenares a atuais na Costa Norte do Espírito Santo, Brasil. *Ciências e Ambiente*, **49** :42 – 48.

Peixoto A.L., Rosa M.M.T., Joels L.C.M. 1995. Diagramas de Perfil e de Cobertura de um Trecho da Floresta de Tabuleiro na Reserva Florestal de Linhares (Espírito Santo, Brasil). *Acta Botânica Brasilica*, **9** (2): 177-19

Pessenda L.C.R. & Camargo P.B. 1991. Datação radiocarbônica de amostras de interesse

arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixa radiação de fundo. *Química. Nov.*, **14**, (2): p.98-103.

Pessenda L.C.R., Aravena R., Melfi A.J., Boulet R. 1996. The use of carbon isotopes (C-13, C-14) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. *Radiocarbon, New Haven*, **38**, (2): 191-201.

Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Gomes B.M., Aravena R., Boulet R., Ribeiro A.S. 1997. Palaeovegetation dynamics in the western Amazon region identified by radiocarbon and stable carbon isotopes in soil organic matter. *In: 16° International Radiocarbon Conference, Groningen. Program and Information*, 150p.

Pessenda L.C.R., Gomes B.M., Aravena R., Ribeiro A.S., Boulet R., Gouveia S.E.M. 1998a. The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondônia State, southwestern Brazilian Amazon region. *The Holocene*, **8**(5):599–603.

Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Aravena R., Gomes B.M., Boulet R., Ribeiro A.S. 1998b. ¹⁴C dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas in the southern Brazilian Amazon region. *Radiocarbon*, **40**(2):1013-1022.

Pessenda L.C.R., Boulet R., Aravena R., Rosolen V., Gouveia S.E.M., Ribeiro A.S., Lamotte M. 2001. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. *The Holocene*, **11**(2):250-254.

Pessenda L. C. R., Ribeiro A. de S., Gouveia S. E. M., Aravena R.; Boule'i R., Bendassolil J. A. 2004a. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas regions, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quatern. Reser.*, Oxford, **62**: 183-193.

Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Aravena R., Boulet R., Valencia E.P.E. 2004 b. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. *Quatern. Inter.*, Oxford, v. **114**: 35-43.

Pessenda L. C. R. *et al.* 2009. The evolution of a tropical rainforest/steppe mosaic in southeastern Brazil since 28000 ¹⁴C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quatern. Reser.*, San Diego. **71**: 437-452.

Pessenda L.C. R., Gouveia S.E.M., Ribeiro A de S., Oliveira P.E.de, Aravena R. 2010. Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbon isotopes and charcoal records in soils. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, Amsterdam, **297**: 597-608.

Pessenda L.C.R, Vidotto E., Oliveira P. E.de, Buso JR. A.A., Cohen M.C.L., Rossetti D.,F., Ricardi-Branco F., Bendassol J.A. 2012. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam **363-364**: 57-68.

Peter K. & Moldovan J. 1993. *Biomaker guide*. [S.l.], Prentice hall englewood cliffs. N.j. 347

p.

Pirazolli P.A. 1986. Secular trends of relative sea levels (RSL) changes indicated by tidegauge records. *J. Coastal Res.* **1**: 1-26.

Posamentier H.W. & Walker R.G. 2006. *Facies models revisited*. [S.l., s.n.], (Special Publication, v. 84)

Prado L.F., Wainer I., Chiessi C.M., Ledru M.-P., Turcq B. 2013. A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. *Climate of the Past*, **9** (5): 2117-2133

Projeto Radambrasil. 1983. *Mapa Geológico. Folhas SF. 23/24*, Rio de Janeiro, Vitória. (Levantamento de Recursos Naturais, v. 32).

Quisthoudt K., Schmitz N., Randin C. F., Dahdouh-Guebas F., Robert E.M.R., Koedam N. 2012. Temperature variation among mangrove latitudinal range limits worldwide. *Trees*, **26**(6): 1919–1931.

Raven P.H., Evert R.F., Eichhorn S. 1996. *Biologia Vegetal*. Rio de Janeiro, Guanabara Koogan, 728p.

Raven P.H., Evert R.F., Eichhorn S.E. 2007. *Biologia vegetal*. 7^a ed. Guanabara Koogan, RJ.

Reimer P. J. *et al.* 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, **55**(4):1869-1887.

Ribeiro S.R., Batista E.J.L, Cohen M.C.L., França M.C., Pessenda L.C.R., Fontes N.A., Alves I.C.C., Bendassolli J.A. 2018. Allogenic and autogenic effects on mangrove dynamics from the Ceará Mirim River, northeastern Brazil, during the middle and late Holocene. *Earth Surf. Proces. and Landfor.*, **43**(8): 1622–1635.

Rommerskirchen F., Eglinton G., Dupont L., Rullkotter J. 2006. Glacial/interglacial changes in southern Africa: Compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ land plant biomarker and pollen records from southeast Atlantic continental margin sediments. *Geoche., Geoph., Geosyst.*, **7** (8): <https://doi.org/10.1029/2005GC001223>.

Rozendaal D.M.A. & Zuidema P.A. 2011. Dendroecology in the tropics: a review. *Trees*, **25** : 3-16.

Smith C.B., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M.C., Guimarães J.T.F. 2012. Holocenic proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake ArariNorthern Brazil. *Catena* **90**: 26–38.

Saia S.E.M.G., 2006. *Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no quaternário tardio com base em estudo multi/interdisciplinar no vale do ribeira (sul do estado de são paulo)*, p. 119 (CENA–USP).

Saia S.E.M.G., Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Aravena R., Bendassolli J.A. 2008. Last glacial maximum (LGM) vegetation changes in the Atlantic Forest, southeastern Brazil. *Quater. Inter.*, Oxford, **184** : 185-201.

Saliot A. 1981. Natural Hydrocarbons in seawater. *In: Duursma E.K. & Dawson R. (eds.). Marine organic Matter in Seawater*. Amsterdam, Elsevier. p. 327-374.

- Salgado-Labouriau, M. L. 1984. *Reply to" On Cavities in Spines of Compositae Pollen: a Taxonomic Perspective"*. *Taxon*, p.293-295.
- Salgado-Labouriau M.L. 1997. Late Quaternary palaeoclimate in the savannas of South America. *Journ. of Quater. Scn.* **12**: 371–379.
- Salgado-Labouriau M.L., Barberi M., Ferraz Vicentini K., Parizzi M., 1998. A dry climatic event during the Late Quaternary of Tropical Brazil. *Rev. Palaeobot. Palynol.***99** (2): 115–129.
- Salgado-Labouriau M.L. 2007. *Critén'os e técnicas para o Quatemán'o*. São Paulo, Edgard Blíchet, 387 p.
- Sanaiotti T.M., Martinelli L.A., Victoria R.L., Trumbore S.E., Camargo P.B. 2002. Past vegetation changes in Amazon Savannas determined using carbon isotopes of soil organic matter. *Biotropica*, **34**:2-16.
- Sanders C. J., Santos I. R., Barcellos R., Silva Filho E. V. 2012. Elevated concentrations of dissolved Ba, Fe and Mn in a mangrove subterranean estuary: consequence of sea level rise?. *Continental Shelf Research*, **43**: 86-94
- Santa Catarina 1986. *Atlas de Santa Catarina*. [S.l., s.n.], 173 p.
- Schaeffer-Novelli Y., Cintrón-Molero G., Adaime R.R. 1990. Variability of mangrove ecosystems along the brazilian coast. *Estuaries*, **13**(2): 201-218.
- Schefuß E., Schouten S., Jansen J. H. F., Damsté J. S. 2003. African vegetation controlled by tropical sea surface temperatures in the mid-Pleistocene period. *Nature*. **422** (6930): 418-421.
- Scherer M. *et al.* 2006. Urbanização e gestão do litoral centro-sul do Estado de Santa Catarina. *Desenvolvimento e Meio Ambiente*. (13): 31-50.
- Scheel-Ybert R. 2000. Vegetation stability in the Southeastern Brazilian coastal area from 5500 to 1400 14C yr BP deduced from charcoal analysis. *Review of Paleobotany and Palynology*, (110):111–138.
- Schweingruber F. H. 1988. *Tree rings - basics and applications of dendrochronology*. Dordrecht, Holland, Kluwer Academic Publishers, p. 276
- Servant M., Argollo J., Olwelra-Almelda S., Servant-Vddary S., Wlrrmann D. 1989a Paleohydrology m the Bohvlan Andes during the last 15,000 years paleochmatlc scenarios. *In: Int Symp Global Changes m South America during the Quaternary Past, Present, Future*, S~o Paulo, ABEQUA-INQUA, p.182-183.(Spec Publ, v.1).
- Silva G.N. & Neves C.F. 1991. Variação do nível médio do mar na Ilha Fiscal entre 1965-1986. *In: ABRH, 9º Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e 5º Simpósio Brasileiro de Hidráulica e Recursos Hídricos, Anais[...]*, v.3, p. 568–577.
- Simoneit B.R.T.1993. Hidrotermal alteration of organic matter in marine and terrestrial systems in organic geochemistry – principles and applications. *In: Engel M.H. & Macho S.A. (eds). Topics in geobiology* 11. N.Y., Plenum press, . p.397-418.
- Smith C.B, Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R, França M.C., Guimarães J.T.F. 2012. Holocenic proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari-Northern Brazil.

Catena **90**: 26–38.

Smith C.B., Cohe M.C.L., Pessenda, L.C.R., França M.C., Guimarães, J.T.F. 2012. Holocenec proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake ArariNorthern Brazil. *Catena* **90** :26–38.

Smith C.B., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M.C., Guimarães J. T. F., Rossetti D.de F., Lara R. J., 2011. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **168**: 21-30.

Soares M.L.G., Estrada G.C.D., Fernandez V., Tognella M.M.P., 2012. Southern limit of the Western South Atlantic mangroves: assessment of the potential effects of global warming from a biogeographical perspective. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **101**(4):44–53.

Souza-Mosimann & Laudares-Silva. 2005. *Diatomáceas (Bacillariophyta) do complexo lagunar do sul do estado de Santa Catarina, Brasil*. Insula.v.**34**, p. 39-82.

Spalding M., Kainuma M., Collins L. 2010. *World mangrove atlas*. London, Washington D. C.; London, Earthscan. p. 319.

Stokes M. A. & Smiley T. L. 1968. *An introduction to Tree Ring Dating*, London W. C., University of Chicago Press, 73p

Stockmarr J. 1971. *Tablets with Spores used in Absolute Pollen Analysis*. *Pollen et Spores*, **13**: 615 – 621.

Stuart S.A., Choat B., Martin K.C., Holbrook N.M., Ball, M.C. 2007. The role of freezing in setting the latitudinal limits of mangrove forests. *New Phytol.*, **173**: 576–583.

Suguio K. 1973. *Introdução a sedimentologia*. São Paulo. Ed. Edgard Blucher. EDUSP, 317p.

Suguio K. & Martin L. 1978. Quaternary marine formations of the states of São Paulo and Southern Rio de Janeiro. *In: International Sumposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo*, 55p. (Special Publication 1, IGCP, Project 61).

Suguio K., Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Flexor J.M., Azevedo A.E.G., 1985. Flutuações do Nível do Mar durante o Quaternário Superior ao longo do Litoral Brasileiro e suas Implicações na Sedimentação Costeira. *Revista Brasileira de Geociência* **15**: 273–286.

Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia- SEI. 1999. *Balanço hídrico do estado da Bahia*. Salvador.

Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia- SEI. 2006. *Uso atual das terras: bacias dos rios Itapicuru, Vaza-Barris e Real*. Salvador, SEI. 115 p.

Tomlinson P.B. 1986. *The botany of mangroves*. Cambridge, Cambridge University Press, USA. p. 413

Tomazelli L.J. 1990. *Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com Ênfase no Sistema Eólico*. MS Dissertation, Porto Alegre (UFRGS).

Traverse A. 1994. Sedimentation of palynomorphs and palynodebris: *an introduction*. *In:*

- Traverse A. (ed.). *Sedimentation of organic particles*. London, Cambridge university Press, p.1-8.
- Tyson R.V. 1995. *Sedimentzuy organic matter: organic facies and palynofacies*. London, Chapman & Hall, 615p.
- van Loon Gary W. & Duffy Stephen J. 2000. *Environmental chemistry - a global perspective*. [S.l.], Oxford University Press. 0 19 856440 6.
- Vedel V., Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State. *Vegetation History and Archaeobotany* **15**: 115–123.
- Vidotto E. *et al.* 2007. Dinâmica do ecótono floresta-campo no sul do estado do Amazonas no Holoceno, através de estudos isotópicos e fitossociológicos. *Acta Amazônica*, Manaus, **37** (3): 385-400.
- Vidotto E. 2008. *Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Parque Estadual da Ilha do Cardoso – SP durante o Quaternário tardio*. PhD Theses, Cena, USP, 199 p.
- Walsh G.E. 1974. *Mangroves: a review*. In: Reimold R.J. & Queen W.H. (eds.). *Ecology of Halophytes*. New York, Academic Press, p. 51 – 174.
- Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**: 377–392.
- Wilson G. P. *et al.* 2005. Variability of organic s^ac and C/N in the Masey Estuary, UK and its implications for sea-level reconstructions studies. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, London, **64** (4): 685-698
- Wolanski E., Mazda Y., King B., Gay S. 1990. Dynamics, flushing and trapping in Hinchinbrook channel, a giant mangrove swamp, Australia. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **31**(5): 555-579.
- Woodroffe C.D. 1982. Geomorphology and Development of Mangrove Swamps, Grand Cayman Island, West Indies. *Bulletin Marine Science* v. **32** (2): 381-398.
- Youngblood W.W. & Blumer M. 1973. Alkanes and Alkenes in marine benthic algae. *Mar. Biol.* **21**:163-172.